



MIGRATIONS OF RELEASED SEISMIC ENERGY IN VARIOUS GEODYNAMIC CONDITIONS

A. V. Novopashina¹, V. A. Sankov^{1, 2}

¹*Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS, Irkutsk, Russia*

²*Irkutsk State University, Irkutsk, Russia*

Abstract: The properties of slow seismic activity migration have been revealed by the space-time analysis of the total earthquake energy (LgE_{sum}). Our study of seismic activity covers the fragments of the Central Asian, Pacific and Alpine seismic belts: the Baikal rift system (BRS, Russia), the San Andreas fault zone (California, USA), the Christchurch fault (New Zealand), the North and East Anatolian faults (Turkey), the Philippine subduction zone, and the central fragment of the Mid-Atlantic oceanic ridge. The chains of LgE_{sum} clusters mark the propagation of the maximum stresses front in the weaker crust areas, the zones of fault dynamic influence, and the regions of conjugated tectonic structures. The migration process is characterized by a periodicity, changes in direction, and similar modular values of the migration rates within a single fault segment (or a fault zone), which is probably related to the mechanical and rheological crust and upper mantle properties. The data analysis shows that a strong earthquake source may occur at a location where in the front of seismic activity propagates with periodical changes in direction, and such a source can develop within a period that is multiple of the migration fluctuations, probably associated with the influence of external periodic factors. The main periods of migration fluctuations (2–4 years, and 9–13 years, in different ratios) are present in the seismic regimes of different seismic belts. The migration rate, as well as the propagation velocity of the maximum stresses front, directly depends on the velocity of movements between the plates in the region.

Key words: migration of seismic activity; faults interaction; stress transfer; rift zone; strike-slip fault; subduction zone; spreading zone

RESEARCH ARTICLE

Handling Editor: V.V. Ruzhich

Received: March 24, 2017

Revised: August 21, 2017

Accepted: August 29, 2017

For citation: Novopashina A.V., Sankov V.A., 2018. Migrations of released seismic energy in various geodynamic conditions. *Geodynamics & Tectonophysics* 9 (1), 139–163. doi:10.5800/GT-2018-9-1-0342.

Для цитирования: Новопашина А.В., Саньков В.А. Миграции реализованной сейсмической энергии в различных геодинамических условиях // *Геодинамика и тектонофизика*. 2018. Т. 9. № 1. С. 139–163. doi:10.5800/GT-2018-9-1-0342.

МИГРАЦИИ РЕАЛИЗОВАННОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ЭНЕРГИИ В РАЗЛИЧНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ

А. В. Новопашина¹, В. А. Саньков^{1, 2}

¹ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

² Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

Аннотация: На основе пространственно-временного анализа суммарной энергии землетрясений (LgE_{sum}) выделен ряд свойств медленной миграции сейсмической активности для фрагментов сейсмических поясов (Центрально-Азиатского, Тихоокеанского и Альпийского): Байкальской рифтовой системы (БРС), разломной зоны Сан-Андреас (Калифорния), разломов Крайстчерч (Новая Зеландия), Северо- и Восточно-Анатолийского разломов (Турция), Филиппинской зоны субдукции и центрального фрагмента Срединно-Атлантического океанического хребта. Цепочки кластеров LgE_{sum} маркируют распространение фронта максимальных напряжений в областях ослабления земной коры, зонах динамического влияния разломов и сочленения тектонических структур. Для процесса миграции свойственна периодичность, смена направления и близкие модульные значения скоростей в пределах сегмента единичного разлома или зоны разломов, что, вероятно, связано с механическими и реологическими свойствами земной коры и верхней мантии. Показано, что в местах периодической смены направления распространения фронта сейсмической активности в период, кратный колебаниям миграций, возможно связанный с воздействием внешних периодических факторов, может развиваться очаг сильного события. Основные периоды колебаний в миграционном процессе – 2–4 года и 9–13 лет – в разных соотношениях присутствуют в сейсмическом режиме различных сейсмических поясов. Отмечается прямая зависимость скорости миграции, а также скорости продвижения фронта максимальных напряжений от скорости межплитного движения в регионе.

Ключевые слова: миграция сейсмической активности; взаимодействие разломов; передача упругих напряжений; рифтовая зона; сдвиг; зона субдукции; зона спрединга

1. ВВЕДЕНИЕ

Рассматривая развитие сейсмического процесса во времени и пространстве за период несколько десятков лет с различным временным разрешением, можно выделить два вида миграции максимумов сейсмической активности. Под сейсмической активностью в данной статье понимаются любые естественные сейсмические проявления. В качестве параметра, характеризующего сейсмическую активность, использован логарифм суммарной сейсмической энергии (LgE_{sum}), выделившейся на определенной площадке в течение заданного времени. Первый вид миграций связан с быстрым (первые секунды, минуты, часы, дни) распространением афтершоков, сопровождающимся лавинообразным разрывообразованием вблизи главного разрыва. Примеры таких эпизодов можно встретить в работах [Ruzhich et al., 1989; Rydelek, Sacks, 2001; Obara, Hirose, 2006; Ulomov, 2008; Shelly, 2010; Novopashina et al., 2012; Trofimenko et al., 2017]. Второй вид миграции – медленная миграция, когда скорости смещения максимумов сейсмической энергии измеряются километрами в год. Пространственно-временной анализ сейсмической

активности показывает наличие устойчивой тенденции ее медленного (месяцы и годы) смещения от начального толчка к последующим событиям [Bykov, 2005; Vikulin, 2015, 2016; Dolgaya et al., 2016a, 2016b; Dyadkov et al., 2006; Sherman, 2013, 2014; Gorbunova, Sherman, 2012; Levina, Ruzhich, 2010, 2015; Ruzhich et al., 2016; Trofimenko et al., 2017; Steacy et al., 2014] в результате распространения деформаций, чаще всего вдоль разломной зоны.

Перераспределение напряжений и вызванное им распространение деформаций в виде толчков разной силы не обязательно ограничиваются областью разлома, на котором произошло начальное землетрясение. Таким образом проявляется взаимодействие соседних разломов (fault interaction) [Grapes, Holdgateb, 2014]. Примеры такого взаимодействия можно наблюдать как на сопряженных, так и на разделенных перемычкой разломных структурах, когда землетрясение на одном разломе вызывает изменение напряженного состояния на другом [Lin, Stein, 2004; Rogers, Dragert, 2003] при упругой передаче напряжений в верхней коре и упруговязкой – в нижней коре и верхней мантии последовательно от одного разломного сегмента

или отдельного разлома к соседнему [Freed, 2005]. При пространственно-временной развертке тренд медленной миграции «осложнен» быстрыми миграциями, вероятно связанными с краткосрочным «перескоком» напряжений на соседние разломы [Sherman, 2014]. Известными примерами направленного изменения пространственного положения мест максимальных напряжений коры с течением времени по результатам математического моделирования являются: последовательность сильных и сильнейших землетрясений на Северо-Анатолийском разломе в Турции 1939–1999 гг. до землетрясения Измит 1999 г. [Nikonov, 1975; Stein et al., 1997], серия землетрясений Ландерс – Гектор-Майн 1992–1994 гг. в Калифорнии [Lin, Stein, 2004], серии событий Валдива–Маул 1960–2010 гг. в Чили [Ding, Lin, 2014], Эмилья 2012 (Emilia) в Северной Италии [Cheloni et al., 2016], серия землетрясений Монголии в период 1905–1967 гг. (Цэцэрлэгское – Могодское) [Pollitz et al., 2003] и многие другие. Процесс распространения деформаций после сильного события сопровождается афтершоками, иногда выходящими за пределы очага, проявляющимися в течение нескольких лет (например, серия Крайстчерч (Christchurch) 2010–2011 гг. [Steacy et al., 2014], Култукское землетрясение на Южном Байкале [Mel'nikova et al., 2012]). В работе [Ziv, 2006] подчеркивается именно роль афтершоков сильных толчков, оказывающих значительный триггерный эффект для проявления последующих сильных событий.

Миграции сейсмической активности разных скоростей характеризуют разные временные масштабы, однако медленные последовательности менее хаотичны и тенденция подобных смещений более стабильна. Такой вывод можно сделать, рассматривая распространение афтершоковых последовательностей таких известных сильных землетрясений, как Кейп-Мендосино (Cape Mendocino) 1992 г., $M=7.2$, в Калифорнии, Лайс (Lice) 1975, $M=6.6$, и Эрзинджанн (Erzincan) 1992, $M=6.9$, в Турции, многих землетрясений Новой Зеландии. В статье подробно рассмотрены именно медленные миграции, под которыми понимаются последовательности максимумов выделившейся при землетрясениях энергии, смещающихся в пространстве на протяжении многих месяцев и более года. Цепочки медленных миграций в разных сейсмических поясах имеют некоторые общие черты, к которым можно отнести колебательный характер процесса, а также периодически повторяющийся сценарий. Существуют общие предпосылки проявления миграционного процесса сейсмической активности. В работе [Ulomov, 2008] отмечается, что упорядоченность свойственна землетрясениям, проявляющимся на участках пересечения разломных структур, их резких изгибов или иных препятствий (зацепов) медленным тектони-

ческим движениям. Ранее нами были сделаны выводы, что во многих случаях области миграции связаны с зонами сопряжения крупных тектонических структур [Novopashina, 2014, 2015, 2016; Novopashina, San'kov, 2010; Novopashnina, San'kov, 2015].

Наличие сильных событий в миграционных цепочках характерно для высокосейсмичных разломных зон с высокой скоростью межплитных движений, например активных разломов центральной части Байкальской рифтовой системы, разлома Сан-Андреас в Калифорнии и прилегающих к нему разломных зон, фрагментов «Огненного кольца», зоны Северо-Анатолийского разлома в Турции, активных разломов Новой Зеландии.

Процесс мигрирования мест заложения новых очагов землетрясений неразрывно связан с развитием активных разломов [Sherman, 2013], в соответствии с чем разные исследователи предлагают некоторые модели, объясняющие природу этого явления [Vikulin, 2016; Vikulin et al., 2016; Kuz'min, 2012; Makarov, Peryshkin, 2016; Sobolev et al., 2016; Trofimenko, 2016; Trofimenko et al., 2015; Sherman, 2014; Bornaykov et al., 2014; Gorbunova, Sherman, 2012; Klyuchevskii et al., 2015; Kakourova, Klyuchevskii, 2017]. Основные выводы таких исследований сводятся к прохождению в литосфере деформационных волн разной длины, воздействующих на межблоковую среду. Модель динамики земной коры, предложенная А.В. Викулиным [Vikulin, 2016], рассматривает совокупность вращающихся блоков земной коры, взаимодействие которых определяет объемное течение. Исходя из этого, миграция сейсмической активности может быть обусловлена делимостью верхних хрупких слоев геологической среды, которая определяет волновые свойства последней [Sadovsky, Pisarenko, 1991].

Передача деформаций волной фиксируется датчиками деформаций в полевых условиях и при физическом моделировании, результаты которого показывают рассеивание деформационных волн сегментами блоков земной коры, совершающих квазивращательные движения [Bornyakov et al., 2016]. Отмечается также возвратно-поступательный характер распространения/передачи деформаций, при котором миграция меняет направление.

2. МЕТОДИКА

Для определения скорости распространения сейсмической активности используется логарифм суммарной выделившейся энергии землетрясений ($\lg E_{\text{sum}}$). Наиболее близко расположенные максимумы используемого параметра объединяются в цепочку энергетических кластеров, наклон которой на пространственно-временной диаграмме от-

ражает скорость и направление распространения сейсмической активности. Пространственно-временная диаграмма – это трехмерный график с координатными осями: «расстояние», «время», «параметр $\lg E_{\text{sum}}$ ». В выборки данных для анализа вошли землетрясения с $2.0 \leq M \leq 7.3$. Энергия в каждой элементарной ячейке вычисляется как $\lg E_{\text{sum}} = \log \sum_n E_n$, где n – количество землетрясений, E – энергия землетрясений в джоулях [Rautian et al., 2007]. При использовании каталога магнитуд International Seismological Centre предварительно производился пересчет магнитуд землетрясений в энергию из соотношения Гуттенберга – Рихтера: $\lg E = 1.5M + 4.8$ [Richter, 1958; Kanamori, 1977]. Для построения пространственно-временной диаграммы энергия суммировалась за 30 дней в пределах элементарных ячеек размером $\Delta L = 0.05^\circ$, перпендикулярных оси симметрии прямоугольника, охватывающего область эпицентрального поля. Эта зона включает в себя концентрацию эпицентров. Положение прямоугольника задается точкой центра и азимутом наклона оси симметрии, на которую проецируются данные. Подбирается такой азимут прямоугольника, который соответствует направлению миграции. Наклон линии регрессии цепочки максимумов определяет скорость миграции, а также знак вектора скорости вдоль проекции расстояния. Установить истинное направление миграции не всегда возможно, и скорость цепочек различается для разных проекций, но, как правило, максимальная скорость наблюдается для направлений вдоль простирающихся вытянутых концентраций эпицентров, отражающих долговременную пространственную локализацию процесса деструкции [Sherman, 2014], поэтому полагается, что такое ориентирование зон проецирования дает наиболее близкий к реальности результат. Также производится верификация расстояния между сильными землетрясениями, если они присутствуют в цепочке.

Используемая методика позволяет выделить медленные миграции, измеряемые в километрах в год. Обнаружение смещений с более высокой скоростью требует более детальной временной развертки, чего данная методика сделать не позволяет. Шкала $\lg E_{\text{sum}}$ на диаграммах отражает значения, сглаженные в окне три на три точки. Пороговые значения параметра $\lg E_{\text{sum}}$ для принятия решения о наличии миграционной цепи зависят от используемого диапазона магнитуд и от сейсмической активности конкретного исследуемого региона. Миграции, которые не видны в диапазоне магнитуд 2.0–7.3, могут быть видны в диапазоне 2.0–5.0. Для шкал $\lg E_{\text{sum}}$ с максимальными значениями 8.4–10.0 пороговое значение этого параметра 2.7–3.0, а для шкал с максимальными значениями 4.5–5.0 пороговое значение 1.5–1.7.

Для выделения линий миграций из энергетических концентраций использованы следующие способы. Первый способ – проведение линий регрессии для значений $\lg E_{\text{sum}}$, объединяющихся в кластер, как это производится в работах [Levina, Ruzhich, 2015; Ruzhich et al., 2016]. Дополнительно на пространственно-временной диаграмме в виде слоя точечных объектов также отображены эпицентры землетрясений с магнитудой $M \geq 3$ (второй способ). Применялось соединение первого и последнего событий, принадлежащих цепочке $\lg E_{\text{sum}}$ в случае наличия сильных землетрясений на концах цепочки. Оба приема позволяют оценить порядок скоростей, и расхождение значений скорости в этом случае лежит в пределах погрешностей определения очагов и погрешностей, связанных с установлением направления миграции (азимутом линии симметрии области проецирования).

Следует отметить, что миграции хорошо выделяются по слабым и умеренным событиям, которые и составляют основу цепочек.

Шкалы параметра $\lg E_{\text{sum}}$ пространственно-временных диаграмм приведены для интерполированных значений, поэтому не отражают максимальную суммарную энергию в области проецирования.

При установлении истинного направления миграции для каждого случая производится пространственное сопоставление эпизодов миграции с расположением тектонических структур. Как правило, на диаграммах максимумы параметра $\lg E_{\text{sum}}$ смещаются со временем при продольной ориентации области проецирования вдоль разлома, и смещение отсутствует в поперечном направлении. Устанавливая азимут оси симметрии зоны сбора данных вдоль разломной структуры, можно заметить, что при сужении области на карте (с уменьшением ее ширины) интенсивность параметра $\lg E_{\text{sum}}$ («яркость цепочки») на диаграмме падает, но основная масса умеренных и сильных событий остается в цепочке. Это связано с тем, что более сильные события тяготеют к основной линии деструкции, а слабые имеют большую степень рассеяния. Варьирование ширины элементарных ячеек показывает, что распространение сейсмической активности происходит в определенном «коридоре» вдоль разломной структуры, что, скорее всего, является так называемой областью динамического влияния разлома [Sherman, 2014]. Исключением являются лишь те эпизоды, сопоставить которые с тектоникой невозможно из-за отсутствия данных о разломах или недостаточной точности эпицентральных данных. Таким образом, при построении диаграмм принимается, что миграция сейсмической активности в большинстве случаев по направлению совпадает с простиранием разлома. Деталь-

ный анализ эпицентрального поля показывает, что если наблюдается поперечная миграция, то, скорее всего, она проходит вдоль оперяющих трещин, сопрягающихся структур или дробной зоны земной коры, где присутствуют нарушения перпендикулярной направленности.

3. ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Параметр IgE_{sum} получен за различные периоды из диапазона данных 1974–2013 гг. для разломной зоны Сан-Андреас (Калифорния), разлома Вэлингтон (Новая Зеландия), Северо- и Восточно-Анатолийского разломов (Турция), Филиппинской зоны субдукции и фрагмента Срединно-Атлантического океанического хребта с использованием композитного каталога землетрясений ISC геологической службы США [National Earthquake Information Center, 2017]. В выборки для анализа вошли землетрясения с $2.0 \leq M \leq 7.3$ и $2.0 \leq M \leq 5.0$. Для сильных землетрясений указана моментная магнитуда M_w . Для Байкальской рифтовой системы параметр суммарной энергии рассчитан по данным Байкальского филиала Единой геофизической службы РАН за инструментальный период для представительных землетрясений (энергетический класс $K \geq 7.0$).

4. ПРОСТАЯ КИНЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

Направление распространения эпицентров сейсмических событий вдоль ослабленной зоны земной коры может меняться на противоположное. На диаграммах это выглядит как колебательный процесс. Смена направления может происходить на разных участках активного сегмента [Novopashina, San'kov, 2015].

В результате наблюдений в разных тектонически активных областях установлено, что максимальное количество эпизодов миграции сейсмической активности укладывается в два основных сценария, соответствующих двум видам пространственно-временных структур [Novopashina, 2016]. Первый – это непрерывное распространение сейсмической активности вдоль всего активного сегмента, затем в другую сторону (на рис. 1 комбинация таких цепочек напоминает треугольный импульс). Такие миграции условно можно назвать полными (рис. 1, а). Второй тип структур выглядит как сходящиеся и расходящиеся траектории смещения. Этот сценарий предполагает активизацию активного сегмента от окончаний к внутреннему участку и в обратном направлении (рис. 1, б). Такие миграции можно назвать неполными. Не исключен

также синтез этих двух сценариев, а также изменение скорости со временем (в случае криволинейной траектории). Как это будет показано ниже, сильные события чаще происходят на краях миграционной цепочки или их очаги развиваются в точках смены направления миграции, а сами сильные землетрясения либо происходят гораздо позже, спустя годы после прохождения миграции, либо произошли раньше (рис. 1, а, б).

Биссектриса угла, образованного двунаправленными цепочками максимумов, параллельна оси проекции пространства в случае развития процесса по сценарию полной миграции и оси времени – в случае неполной (рис. 1). Это означает, что распространение сейсмической активности в противоположных направлениях происходит примерно с одинаковой по модульному значению скоростью. При этом возвратно-поступательное распространение затухает со временем, длина цепочек с течением времени укорачивается или цепочка становится менее четкой.

Точки смены направления миграции могут быть связаны с несколькими видами «препятствий» свободного распространения сейсмической активности вдоль сегмента разлома. Поскольку основу цепочек в основном составляют слабые и умеренные события, сильное или более сильное событие, чем те, из которых состоит цепочка, на самом разломе будет маркировать зацеп, разрушенный в результате объединения последовательных сегментов в единый магистральный шов. Если более сильные землетрясения происходят на краях разлома, они будут знаменовать дальнейшее разрушение цельного блока данным разломом с учетом того, что упругая потенциальная энергия накапливается только в обладающей упругими свойствами напряженной среде [Dobrovolsky, 2009], а консолидированный блок обладает большей упругостью по сравнению с межблоковой средой – зоной разлома. Процесс разрушения может закончиться, если необходимая для этого кинетическая энергия была израсходована в ходе предыдущего акта разрушения [Rebetsky, 2007].

Точка примыкания или пересечения разломов (условно) также может стать местом смены направления миграции. Так, цепочки максимумов, на краях которых расположены эпицентры сильных землетрясений, приурочены к зонам сочленения разломов. Это может объясняться соседством с цельным блоком или зацепом, а разлом лишь является границей между ними.

Миграционные цепочки могут быть единичными с включениями сильных событий в апикальных частях разлома либо внутри в любом месте. Ниже приведен ряд примеров, для которых соблюдаются указанные закономерности.

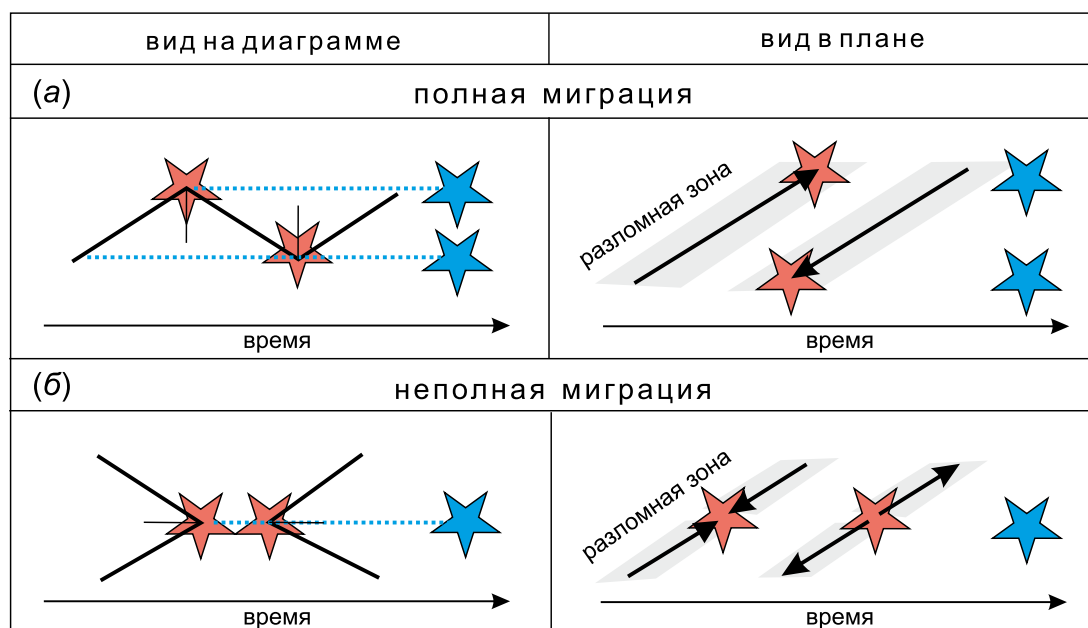


Рис. 1. Схема пространственно-временных структур миграций, условно названных полными и неполными. (а) – полная миграция; (б) – неполная миграция. Красными звездочками отмечены места возможных сильных событий, входящих в цепочки миграций, синими – очаги сильных событий, происходивших в другое время вне цепочек в точках смены направления миграций. Синий пунктир соединяет места смены направления миграции сейсмической активности и очаги вероятных сейсмических событий.

Fig. 1. Scheme showing the spatial-temporal structures of migrations (conditionally termed ‘complete’ and ‘incomplete’). (a) – complete migration; (б) – incomplete migration. Red stars – locations of probable strong seismic events included in the migration chains; blue stars – foci of strong earthquakes that occurred at other times outside the chains at the points of change in the direction of migration. The blue dashed line connects the places of change in the direction of seismic activity migration and the probable seismic events foci.

5. РЕЗУЛЬТАТЫ

5.1. МИГРАЦИИ В ЗОНАХ РАСТЯЖЕНИЯ

В качестве примеров структур растяжения нами выбраны Байкальская рифтовая система и Срединно-Атлантический хребет.

Для Байкальского рифта главной структурой растяжения является центральная часть оз. Байкал – северо-восточная часть Южно-Байкальской впадины, где максимальные скорости горизонтальных движений плит достигают 3.4 ± 0.7 мм/год [Sankov et al., 2014]. Зона характеризуется сильной степенью раздробленности земной коры разломами, что объясняет множественные непродолжительные эпизоды миграций с участием сильных землетрясений. Здесь длина траекторий миграций варьируется от 25 до 100 км, с преобладанием значений 40–50 км, соответствующих длине сегментов активных разломов. На пространственно-временных диаграммах присутствуют все указанные выше виды пространственно-временных структур. На рис. 2 можно видеть, как они связаны с сильными землетрясениями: более сильные события распо-

ложены в определенных местах смены направления миграции. На рис. 2, а, различимы эпизоды полного и неполного сценария, а на рис. 2, б, – землетрясение 1995 г. в верхнем активном секторе, происходящее по сценарию полной миграции. На диаграмме рис. 2, б, в период с 1964 по 1988 г. видна «пульсация» функции LgE_{sum} приблизительно синхронно в отдельных активных сегментах, удаленных друг от друга не менее чем на 100 км, что говорит о периодичности и синхронизации сейсмического процесса.

На диаграммах для БРС видно, что с местами смены направления распространения более слабой сейсмичности пространственно связаны более сильные события, как, например, на рис. 2, б, – землетрясение 1995 г. (отмечено пунктиром). В центральной части также можно наблюдать отмеченную закономерность. Для этой зоны характерна суперпозиция цепочек разного типа.

На рис. 3 приведена диаграмма суммарной энергии для сегмента Срединно-Атлантического хребта, на которой также присутствуют пространственно-временные структуры, отражающие колебательный характер миграций сейсмической актив-

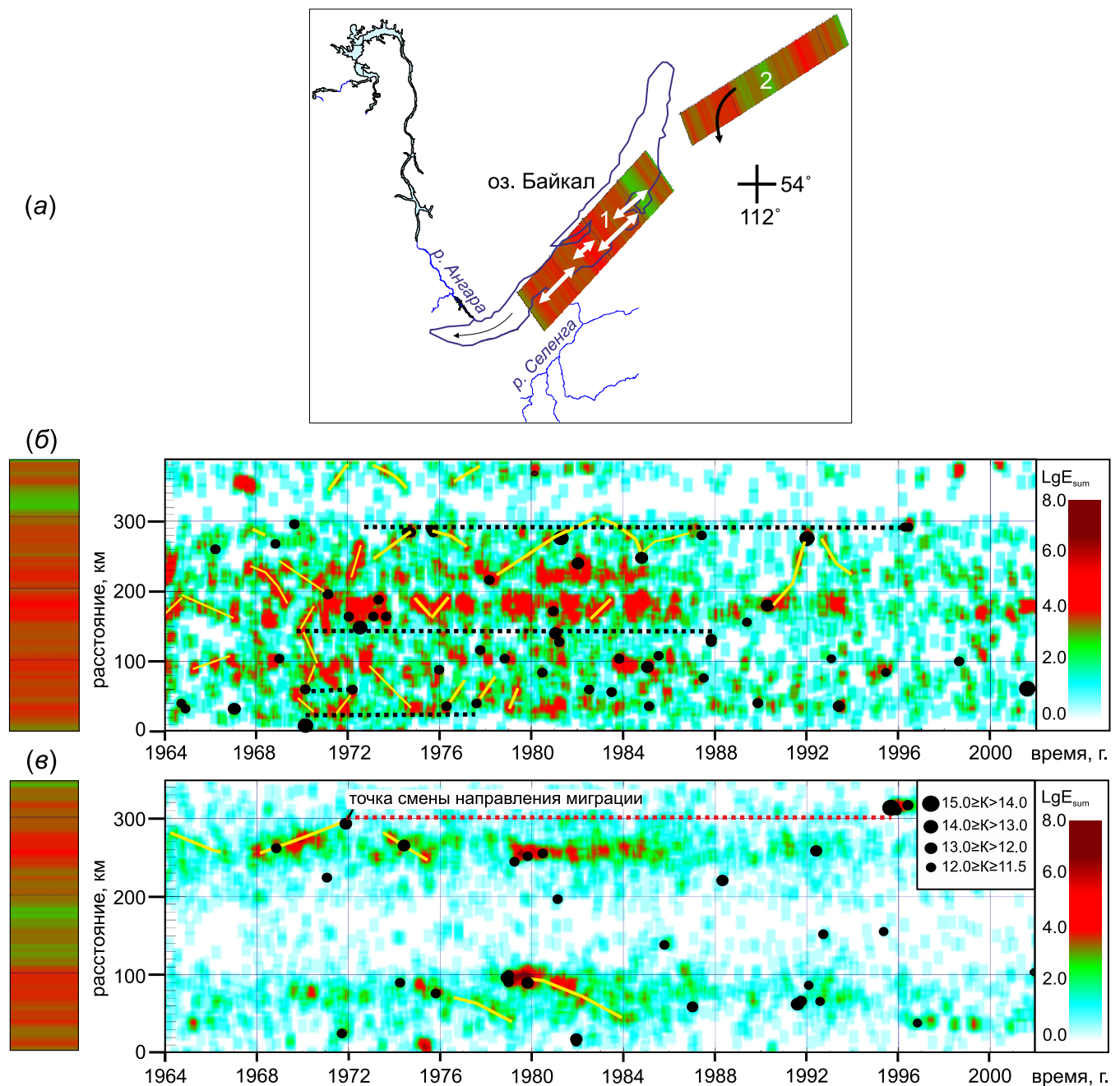


Рис. 2. Пространственно-временная визуализация сейсмического процесса Байкальской рифтовой системы (БРС). (а) – схема расположения зон проецирования; (б), (в) – пространственно-временные диаграммы: (б) – для зоны проецирования 1 (аз. 40°), (в) – для зоны 2 (аз. 70°); диапазон энергетического класса $7 \leq K \leq 14$.

Fig. 2. Spatial-temporal visualization of the seismic process in the Baikal rift system (BRS). (а) – scheme showing the locations of projection zones; (б), (в) – space-time diagrams: (б) – projection zone 1 (Az. 40°), (в) – projection zone 2 (Az. 70°); the range of energy classes $7 \leq K \leq 14$.

ности. Длина цепочек, проходящих вдоль зоны дивергенции со скоростью 150–500 км/год и выше, 300–600 км.

Сопоставляя параметры миграций этой зоны и Среднебайкальской впадины, можно видеть, что здесь скорости миграций превышают среднебайкальские на порядок. Скорость растяжения в исследуемой части Срединно-Атлантического хребта

также отличается на порядок от скорости в БРС, составляя 18 мм/год по [Murton, Rona, 2015] и 23–24 мм/год по [Mantovani et al., 2007]. Как это будет показано ниже, в других активных регионах соотношения этих скоростей существенно иные.

Для сейсмического режима рассмотренных зон растяжения четко выделяются миграционные цепочки полной и неполной миграции. Длина таких

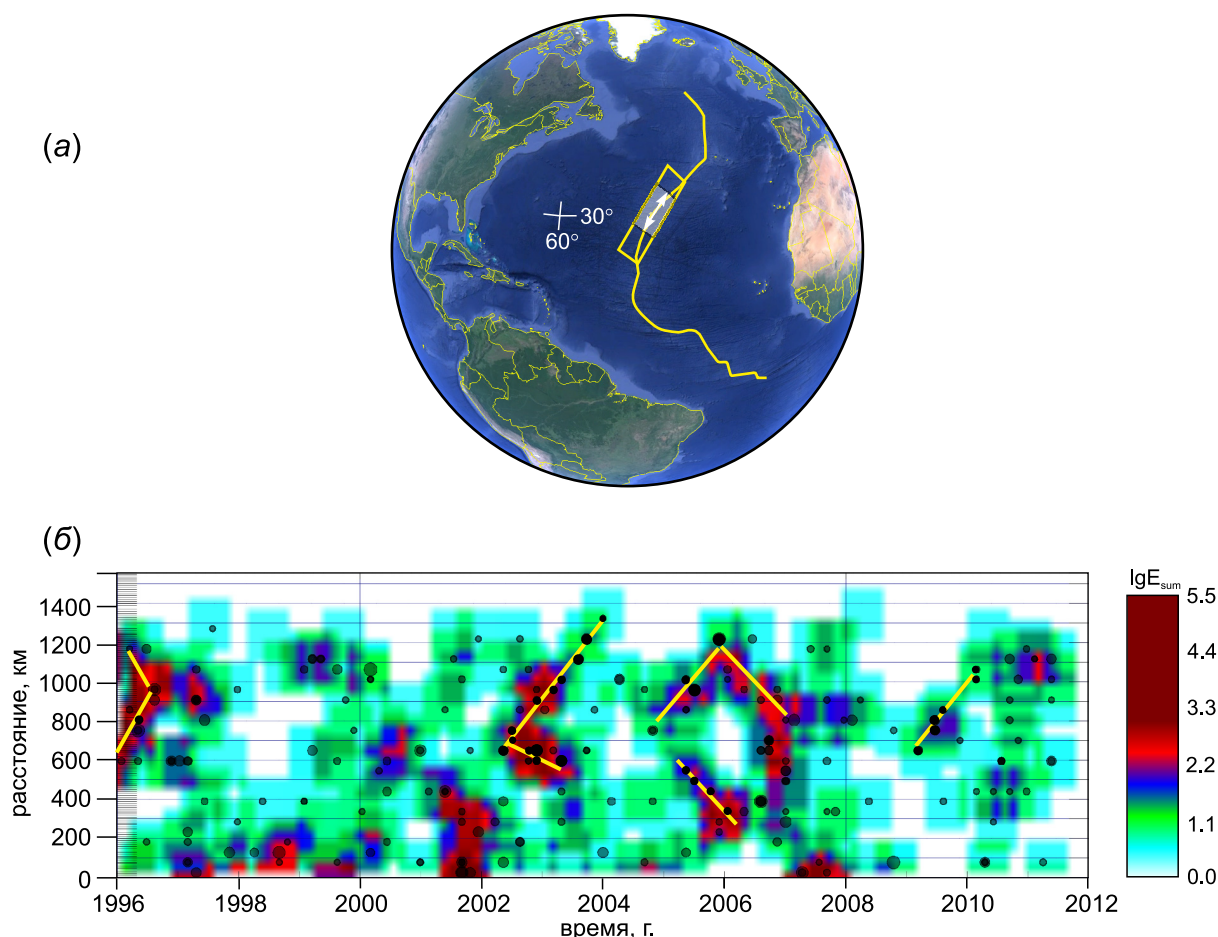


Рис. 3. Распределение сейсмической активности в разломной зоне Срединно-Атлантического хребта. (а) – схема расположения зоны проецирования (аз. 40°); (б) – пространственно-временная диаграмма с размером элементарной ячейки 0.3°.

Fig. 3. The pattern of seismic activity in the Mid-Atlantic ridge fault zone. (а) – scheme showing the location of the projection zone (40°); (б) – space-time diagram with unit cell size of 0.3°.

цепочек связана с размерами активных сегментов разломов, в пределах которых скорость может менять знак. Периодичность процесса может проявляться в некоторых случаях как повторяющийся сценарий. С местами смены направления распространения $\lg E_{\text{sum}}$ связаны эпицентры очагов большей силы, чем сила событий, образующих цепочку.

5.2. МИГРАЦИИ В СДВИГОВЫХ ЗОНАХ

Большое количество эпизодов миграции зафиксировано в зонах сдвига, таких, как система разломов Сан-Андреас (Калифорния), зона Северо-Анатолийского разлома (Турция) и зона разломов Крайстчерч (Christchurch) (Новая Зеландия) и системы разломов Кук-Страйт (Cook-Strait) (Новая Зеландия).

Система разломов Сан-Андреас – часть трансформной границы Североамериканской и Тихооке-

анской плит – включает в основном правосторонние сдвиги северо-западного простираения. На рис. 4 приведена схема расположения зон проецирования сейсмических данных, для которых обнаружена миграция сейсмической активности. На рис. 5, а, б, представлены диаграммы для зоны сочленения разлома Сан-Андреас с разломом Калаверас для разных периодов, центральная часть разломной зоны правого сдвига Сан-Андреас, где скорость относительного движения плит достигает 28 мм/год [Wallace, 1990]. В среднем секторе диаграммы можно видеть событие Лома-Приета (Loma Prieta) 1989 г. ($M_w=7.2$), отмеченное на рис. 5, а. До этого события в течение пяти лет, начиная с 1984 г., видны многочисленные разнонаправленные миграционные цепочки, расходящиеся от одной яркой последовательности, включающей сильные и умеренные события и имеющей скорость 70 ± 2 км/год. Сразу после землетрясения Лома-Приета сейсмическая активность проявляется в афтершоковой последо-

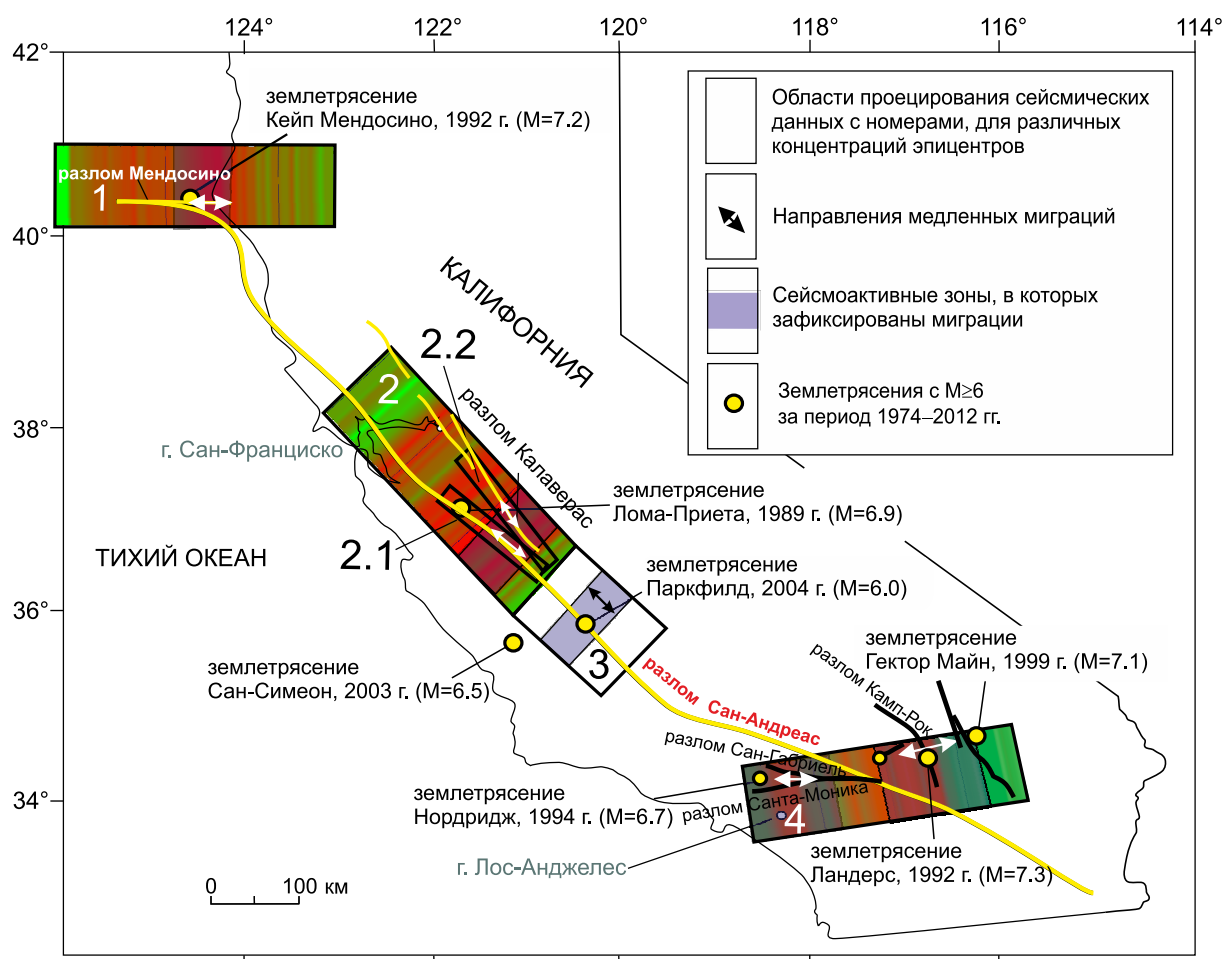


Рис. 4. Схема расположения зон проецирования в разломной зоне Сан-Андреас.

Fig. 4. Scheme showing the locations of projection zones in the San Andreas fault zone.

вательности южной части очаговой области (рис. 5, нижний активный сектор диаграмм *a*, *b*), а затем смещается к юго-востоку от очага основного толчка, где наблюдаются двусторонние миграции параметра LgE_{sum} в период 1991–2012 гг. со скоростью 40–70 км/год и длиной миграционных цепочек от 20 до 70 км. Таким образом, активизация сегмента разломной зоны, вдоль которого идет миграция, происходит поочередно от окончаний к центру, затем от центра к краям, образуя синусоподобные цепочки с полупериодом около трех лет. Этот процесс пространственно связан с криповым сегментом блока Салинеан (Salinian) [Wallace, 1990]. Для сегмента разлома Калаверас (Calaveras), активного до события Лома-Приета, период времени с 1989 г., напротив, характеризуется затишьем. Таким образом, колебания распространяющейся энергии являются следствием сильного события, область очага которого граничит с зоной смены направления миграции, и колебательный режим развития деформаций, проявленный в сейсмичности, может установиться и после события.

Моделирование вариаций упругих напряжений области очага Лома-Приета до и после события показывает, что главное событие изменило поле статического напряжения на обширной территории от зоны очага главного толчка на расстояние около 100 км вдоль простирания разлома Сан-Андреас, что вызвало увеличение скорости сейсмического потока на прилегающих территориях [Reasenbergh, Simpson, 1992]. При частичном сбросе напряжения в зоне очага Лома-Приета на криповых сегментах разлома Сан-Андреас, к юго-востоку от Лома-Приета, и на разломе Пененсула (Peninsula) произошло увеличение упругих напряжений и повышение скорости межплитного скольжения. Юго-восточная часть является криповым сегментом Салиниан, по которому и проходят маятниковые миграции 1991–2012 гг.

На северном побережье Калифорнии правосторонний сдвиг Мендосино (Mendocino) – контролирующая структура северной части системы Сан-Андреас, пересекающая береговую линию и выходящая в Тихий океан (см. рис. 4, область 1; рис. 5,

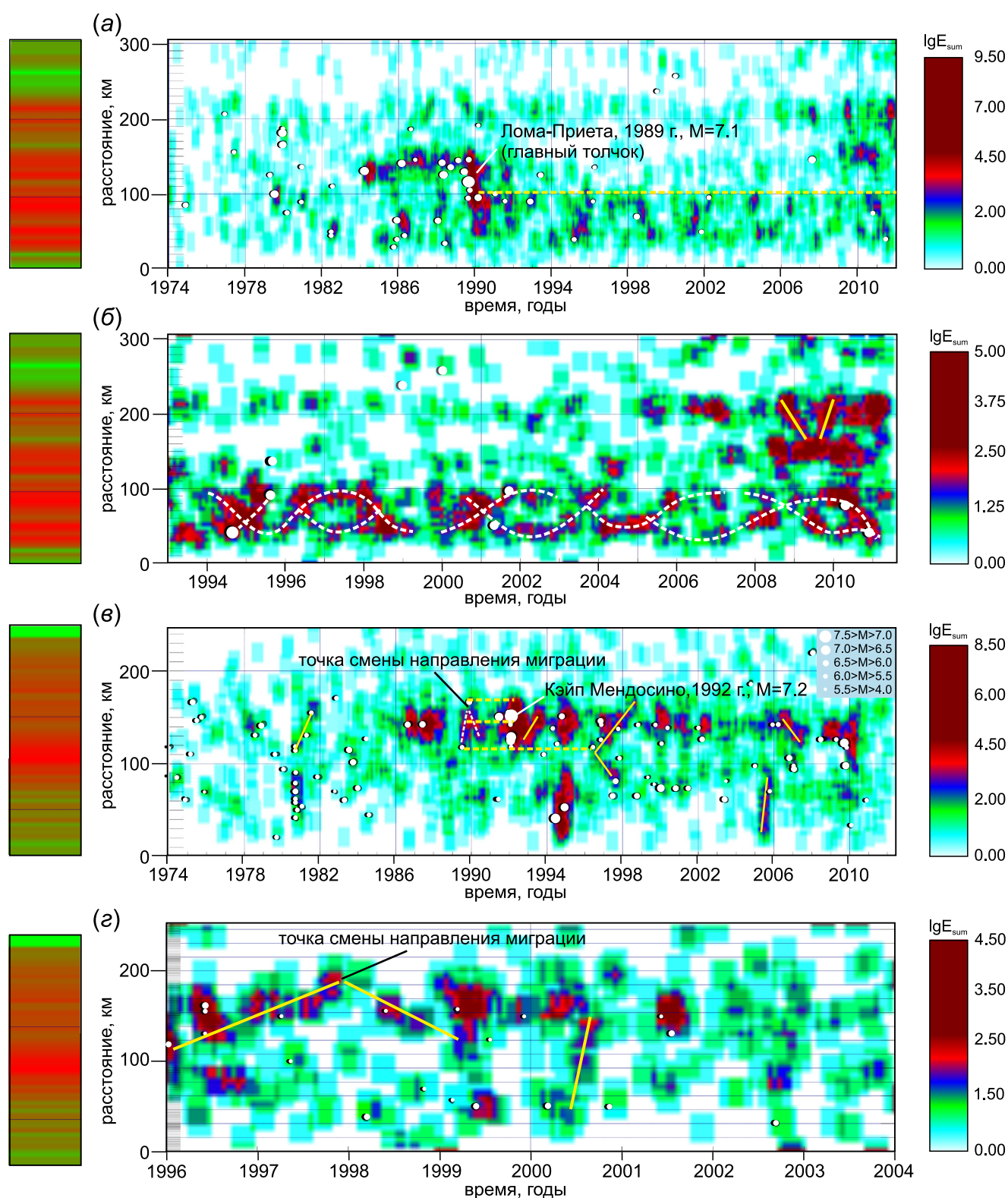


Рис. 5. Пространственно-временные диаграммы для зон проецирования разломной зоны Сан-Андреас. (а), (б) – для центральной части (см. рис. 4, зона 2, аз. 323°); (в), (г) – для разлома Мендосино (см. рис. 4, зона 1, аз. 270°). Для (а), (б) диапазон магнитуд $2 \leq M \leq 8$. Для (в), (г) диапазон магнитуд $2 \leq M \leq 5$. Желтые сплошные линии – цепочки миграций, белый пунктир – цепочки затухающих колебаний в области зоны 2. Желтый пунктир соединяет сильные землетрясения и точки смены направления миграции.

Fig. 5. Space-time diagrams for the projection zones in the San Andreas fault zone. (а), (б) – central part of the zone (see Fig. 4, Zone 2, Az. 323°); (в), (г) – Mendocino fault (see Fig. 4, Zone 1, Az. 270°). In (а) and (б), the range of magnitudes is $2 \leq M \leq 8$. In (в) and (г), the ranges of magnitudes is $2 \leq M \leq 5$. Yellow solid lines – migration chains; white dashed lines – chains of discontinuous waves in zone 2. The yellow dashed line connects the locations of strong earthquakes and the points of change in the migration direction.

диаграммы *в, з*) – служит трансформной границей между Тихоокеанской плитой и плитой Горда. Тихоокеанская, Североамериканская плиты и плита Горда смыкаются в районе мыса Мендосино, создавая сочленение трех крупных разрывных структур – северного сегмента разлома Сан-Андреас, разлома Мендосино и зоны субдукции Каскадия (Cascadia). Структура носит название «тройное сочленение Мендосино» (Mendocino Triple Junction) [Henstoc, Levander, 2000]. Миграции LgE_{sum} , зафиксированные в интервале 1979–2012 гг., географически совпадают с этой зоной на территории, выходящей в океан, и происходили в узловой зоне триплета разломов Мендосино. В верхнем активном секторе диаграммы рис. 5, *в*, видны миграционные цепочки одностороннего (1980–1981 гг., скорость около 50 ± 10 км/год) и маятникового типа, проходящие сначала в одном, а потом в обратном направлении, представленные событиями различной силы (в периоды 1989–1991, 1996–2000, 2005–2008 гг. и др. скорости варьируются от 20 до 250 км/год). Как видно из рис. 5, *в*, цепочки возвратно-поступательного типа предшествуют этому событию и его сильным афтершокам. Сразу после события также наблюдаются смещения максимумов сейсмической активности в сегменте, на краях которого произошли сильные толчки.

Область перегиба цепочки сейсмической активности, увеличенная на детализированной по времени диаграмме *з* рис. 5, пространственно соответствует очагу землетрясения 1992 г. Кейп-Мендосино (Cape Mendocino) ($M=7.2$) (см. рис. 5, *в*).

Сопоставляя область распространения последовательностей сейсмической активности, выделенную в зоне проецирования 1 (см. рис. 4), с результатами моделирования кулоновских напряжений до события Кейп-Мендосино, приведенных в работе [Reasenber, Simpson, 1992], можно отметить, что область миграции 1 в период до сильного события 1992 г. пространственно совпадает с участком повышенных напряжений на разломном сегменте, ограниченном с востока точкой тройного сочленения, а сильное событие происходит в переходной зоне между повышенным и пониженным напряжением.

С результатами пространственно-временных построений для зоны 3 можно ознакомиться в работе [Novopashnina, San'kov, 2015]. Для этой зоны также характерен маятниковый характер миграции, а эпицентры сильных землетрясений располагаются на краях цепочек (см. рис. 4). В зоне 4 миграции выделяются в областях очагов последовательности землетрясений Ландерс (Landers), $M=7.3$ (1992), Биг-Бэр (Big Bear), $M=6.3$ (1992), и Гектор-Майн (Hector Mine), $M=7.2$, 1992–1999 гг. Данная серия, приуроченная к Восточно-Калифорнийской сдви-

говой зоне [Kaneda, Rockwell, 2009], хорошо изучена на предмет взаимодействия разломов посредством передачи напряжения [Freed, 2005; Lin, Stein, 2004; Stein, Lin, 2006]. Разрыв землетрясения Биг-Бэр направлен вкрест простирания разлома Камп-Рок (Camp Rock), на котором произошло землетрясение Ландерс, и разлома Мескьют (Mesquite), вблизи которого произошло событие Гектор-Майн [Kaneda, Rockwell, 2009] (рис. 6, *а*). Разломные структуры, с которыми связаны сильные землетрясения и их афтершоки, – преимущественно правосторонние сдвиги, не имеют соединения, но по данным математического моделирования поле напряжений включает единый положительный максимум, охватывающий все активные разрывные нарушения в период 1992–1999 гг. [Lin, Stein, 2004] (рис. 6, *б*). На схеме рис. 6, *а*, отмечены зоны проецирования с различным азимутом поворота оси симметрии (рис. 6, *в, з, д*). Ось симметрии зоны 1 проходит через эпицентры землетрясений Биг-Бэр и Гектор-Майн (аз. 55°), ось зоны 2 соединяет эпицентры землетрясений Ландерс и Гектор-Майн (аз. 72°). На диаграммах для этих двух проекций (рис. 6, *в, з*) видна локализация афтершоков события Ландерс и Биг-Бэр в области очагов в период 1992–1997 гг. Распространение сейсмической активности по направлению вдоль разрыва события Биг-Бэр от его западного окончания области очага к области очага Гектор-Майн наблюдается в период 1997–1999 гг. в обеих проекциях. Расстояние между эпицентрами толчков Биг-Бэр и Гектор-Майн примерно 61 км, но наблюдаемая длина цепочки миграции захватывает всю афтершоковую область и составляет около 90 км; время миграции составляет 1.6 года, соответственно ее приблизительная скорость – 50–60 км/год. В проекции зоны 2 в этот же период миграция фиксируется под другим углом, проекция расстояния примерно 40 км, что соответствует приблизительной скорости 20–25 км/год. С учетом того, что в этой проекции эпицентрально поле не параллельно оси симметрии, именно проекция 1 дает значение истинной скорости миграции. Сопоставляя выделенную миграцию с результатами математического моделирования напряженного состояния среды в этот период, можно отметить обширный положительный максимум после землетрясения Ландерс и Биг-Бэр, особенно увеличивший свою площадь перед землетрясением Гектор-Майн [Lin, Stein, 2004]. Кроме пространственно-временной связи событий Ландерс, Биг-Бэр и Гектор-Майн, наблюдаются цепочки максимумов сейсмической активности, отходящие от области очага Виттер-Нероуз (Whittier Narrows) 1987 г., $M=5.5$, в 40 километрах от которого в 1994 г. произошло землетрясение Нортридж (Northridge), $M=5.9$. Для установления направления этой миграции была

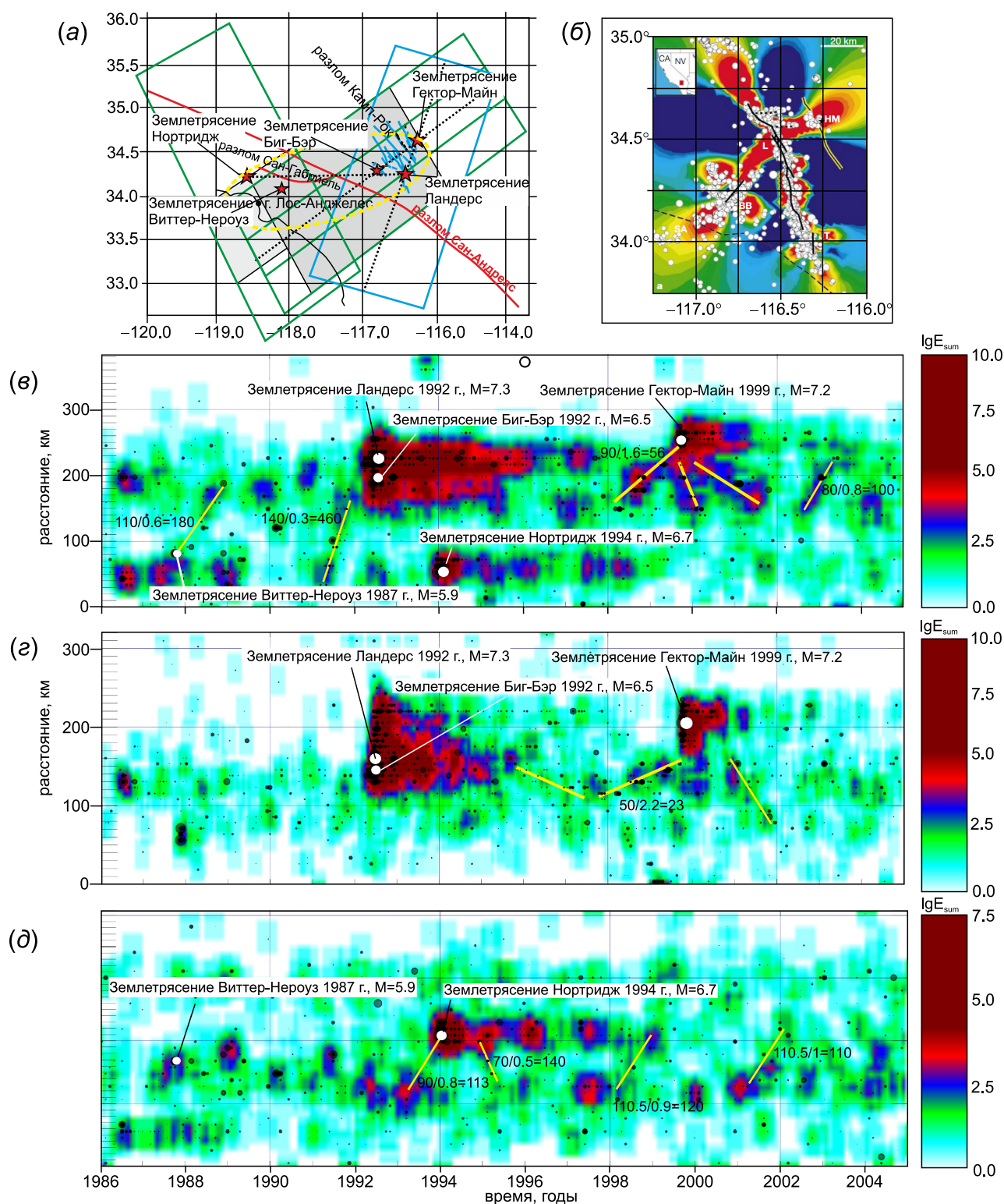


Рис. 6. Области миграций серии землетрясений Виттер-Нероуз – Гектор-Майн. (а) – схема расположения зон проецирования с различным азимутом (1 – выделена зеленым цветом (аз. 55°), 2 – синим (аз. 19°), 3 – красным (аз. 291°)). Серым закрашены области маятниковых миграций, выявленные по диаграммам, желтым пунктиром оконтурена область прохождения миграций, полученная на основе сопоставления диаграмм; (б) – распределение упругого напряжения в зоне землетрясений по [Lin, Stein, 2004]; (в) – пространственно-временная диаграмма для зоны 1; (г) – диаграмма для зоны 2; (д) – диаграмма для зоны 3. Диапазон магнитуд для всех диаграмм $2 \leq M \leq 8$.

Fig. 6. Migration areas of the Whittier Narrows – Hector-Mine earthquakes series. (а) – scheme showing the locations of projection zones with different azimuths: 1 – green (Az. 55°), 2 – blue (Az. 19°), 3 – red (Az. 291°). Grey – areas of pendulum migrations identified from the diagrams. The yellow dashed line contours the area of migrations, as shown by the comparison of the diagrams; (б) – distribution of the elastic stress in the earthquake zone (after [Lin, Stein, 2004]); space-time diagrams: (в) – zone 1, (г) – zone 2, (д) – zone 3. The range of magnitudes for all the diagrams is $2 \leq M \leq 8$.

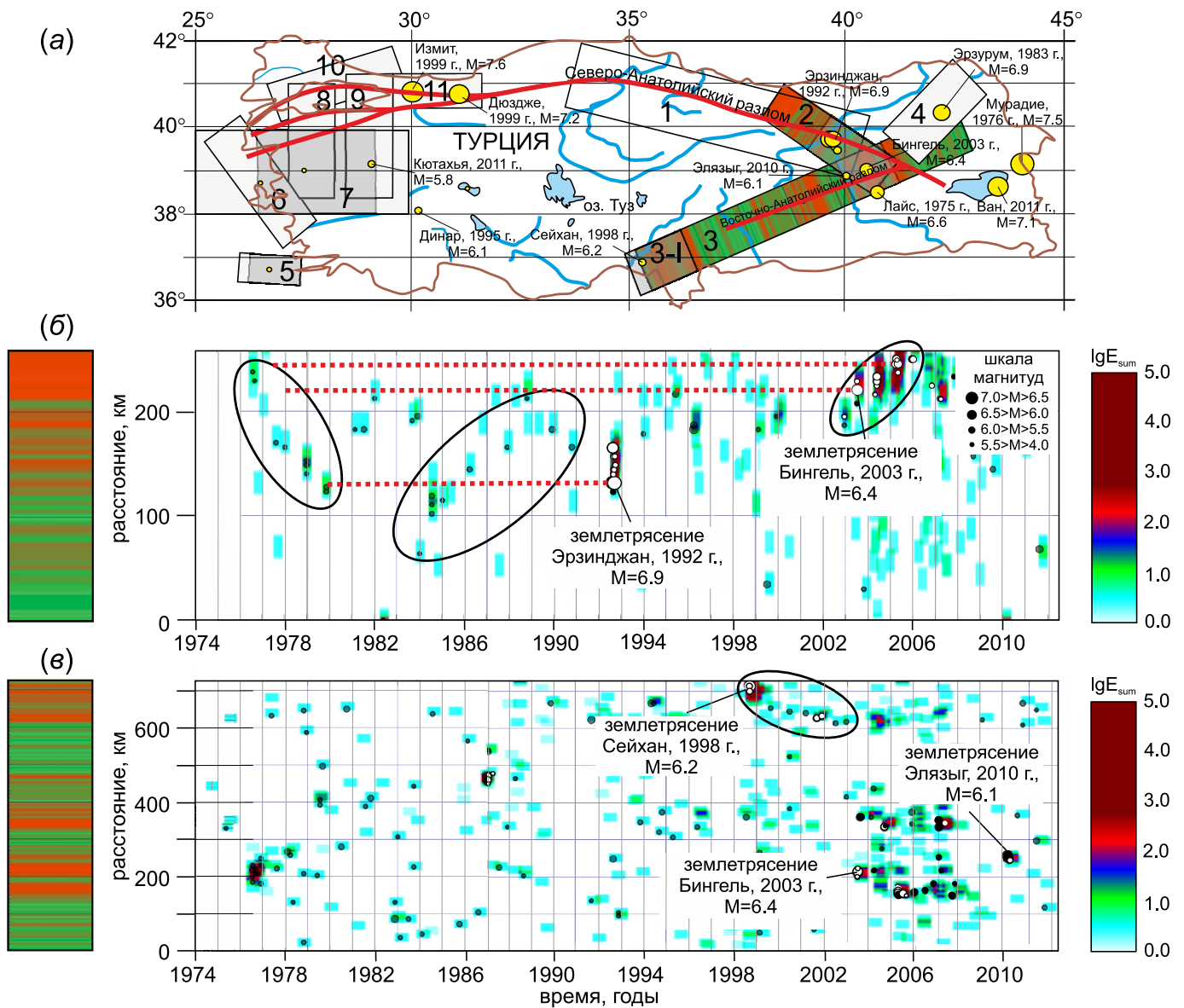


Рис. 7. Пространственно-временная визуализация сейсмического процесса Турции. (а) – схема областей проецирования зон Северо- и Восточно-Анатолийского разломов; (б) – диаграмма для зоны 2 (аз. 290°); (е) – диаграмма для зоны 3 (аз. 255°).

Fig. 7. Spatial-temporal visualization of the seismic process in Turkey. (а) – scheme showing the locations of projection zones in the North and East Anatolian faults; space-time diagrams: (б) – zone 2 (Az. 290°), (е) – zone 3 (Az. 255°).

задана проекция 3 (рис. 6, а) с осью, проходящей через эпицентры этих землетрясений. Диаграмма для этой зоны представлена на рис. 6, д, где видны неоднократные разносторонние переходы между зонами очагов двух крупных событий (скорость 100–140 км/год). Таким образом, проецирование позволило выделить область многократного возникновения разнонаправленной миграции сейсмической активности, на рис. 6, а, отмеченную желтой пунктирной линией. Миграция в этой зоне является продольной для разрывного нарушения Биг-Бэр и поперечной для разломов, субпараллельных разлому Камп-Рок. При этом работает тот же закон, что и

для продольной миграции: чем шире зона проецирования, тем четче цепочки максимумов энергии, что позволяет говорить о более широком фронте распространения сейсмической активности.

Другим примером прохождения миграции в зонах сдвига являются серии умеренных землетрясений Турции (рис. 7, а). Вдоль Северо-Анатолийского разлома осуществляется движение Анатолийской плиты относительно Евразийской в результате воздействия с юга Африканской и Аравийской плит [Ross et al., 1997]. Скорость межплитных движений в зоне разлома составляет около 2.5 см/год [Armijo et al., 1999; Taymaz et al., 2007].

В области сопряжения Северо-Анатолийского и Восточно-Анатолийского разломов в области очага землетрясения Эрзинджан 1995 г. ($M_w=6.9$) за десятилетия до самого события можно наблюдать упорядоченные последовательности противоположной направленности, состоящие из 9–10 умеренных событий: 1976–1979 гг. (3.4 г. со скоростью около 30 км/год), длиной более 100 км, и 1984–1990 гг. (6–7 лет со скоростью 25–30 км/год), длиной более 150 км (рис 7, а, зоны 1, 2, 3; рис. 7, диаграмма б). Промежутки между умеренными землетрясениями почти не заполнены слабыми событиями. В данном случае миграционные цепочки явились индикатором активизации разломного сегмента, на котором произошло сильное событие. После землетрясения Эрзинджан 1992 г. активизировалась соседняя область, в которой произошло землетрясение Бингель 2003 г., $M=6.4$. В проекции рис. 7, б, видно, что этот главный толчок также расположен в миграционной цепочке. В другой проекции (рис. 7, зона 3; рис. 7, диаграмма б) миграция с участием землетрясения Бингель видна нечетко, но диаграмма для зоны такого азимута позволяет увидеть цепочку распространения событий от землетрясения Сейхан 1998 г., $M=6.2$, являющуюся примером односторонних цепочек с расположением сильного землетрясения на окончании активного сегмента. В некоторых случаях такая последовательность может быть предшественником сильного толчка на другом конце активного сегмента, как, например, в последовательности Крайстчерч (Новая Зеландия) 2010–2011 гг. [Novopashina, 2016].

Миграция сейсмической активности умеренных толчков в сегменте Северо-Анатолийского разлома, расположенном восточнее очага землетрясения Эрзинджан (зона сопряжения Северо- и Восточно-Анатолийского разломов), по-видимому, отражала повышение упругого напряжения, как показано по результатам моделирования [Stein et al., 1997]. Таким образом, высокоскоростные межплитные движения в зонах Северо-Анатолийского и Восточно-Анатолийского разломов создают условия быстрого накопления напряжения в местах примыкания и разветвления разломных структур, где так же, как и на разломе Сан-Андреас, можно наблюдать, как сильные сейсмические импульсы чередуются с периодами крипа в промежутках между ними.

Множество миграций можно наблюдать в зонах сдвиговых структур Новой Зеландии, где сейсмический процесс отличается высокой интенсивностью, что обеспечивает хорошую достоверность определения скоростных характеристик миграций.

Яркий пример миграций показывают землетрясения Кук-Страйт 2013 г. (другое название – Седдон (Seddon)): Кук-Страйт (Cook Strait) 21 июля 2013 г., $M_w=6.6$, и Лейк-Грасмер (Lake Grasmer), 16

августа 2013 г., $M=6.0$ и $M=6.5$, произошедшие в проливе Кука на ранее не маркированном разломе [Hamling et al., 2014], не проявленном в рельефе (рис. 8, врезка). Область пролива является переходной зоной между субдукционной и сдвиговой кинематикой, где скорость горизонтальных движений юго-западной направленности достигает 42 мм/год [Stirling et al., 2002; Wallace et al., 2012].

Анализ эпицентрального поля и компьютерное моделирование позволили установить положение структуры, ответственной за землетрясения, хотя на поверхности морского дна деформации не проявились [Chapman, 2013]. Предполагаемый сейсмогенный разрыв СВ простирается выделяется по сейсмологическим данным в период сейсмической активности 1948 г. и объединяет в единую структуру правосторонние сдвиги Аватар и Вэлингтон/Охариу (Awatar – Wellington/Ohariu) [Grapes, Holdgateb, 2014].

Если же анализировать пространственно-временную диаграмму за предыдущие десятилетние периоды, можно видеть, что простираение сейсмической структуры совпадает с направлением прохождения миграции задолго до них. На рис. 9 показаны двусторонние цепочки интенсивных миграций LgE_{sum} длиной примерно 100–140 км за 10–12 лет до сильных событий и на небольшом промежутке времени – за 4–5 лет (рис. 9, а). Направление миграций, выявленное в результате подбора азимута, совпадает с линией, соединяющей эти сильные события на карте, при расстоянии между ними примерно 20 км. Как видно из рисунка, очаги землетрясений 2013 г. расположены в области, где предшествующая миграция меняет направление на противоположное. Мода скорости миграционных цепочек 100–120 км/год. Разброс скоростей небольшой – от 20 до 30 км/год.

Возможно, рассматриваемое направленное распространение сейсмической активности говорит о развивающемся процессе срастания разломов Аватар – Вэлингтон/Охариу как крупных сегментов трансформной границы. Явление миграции в этом случае сопровождает процесс развития разломной зоны в определенном направлении.

Таким образом, для сдвиговых зон, так же как и для зон растяжения, характерны сценарии полной и неполной миграции. В ряде случаев эпизоды этого явления носят случайный характер во времени (см. рис. 7, б, в), но часто можно наблюдать такие закономерности, как периодическая пульсация (см. рис. 5, а–г; рис. 9) и возвратно-поступательный режим сейсмического процесса с определенным периодом в пределах отдельных сейсмоактивных зон (см. рис. 5, а–г; рис. 6, в–д; рис. 9), представляющие собой крипповые сегменты или зоны высокой плотности разломов. Для сильных землетрясений,

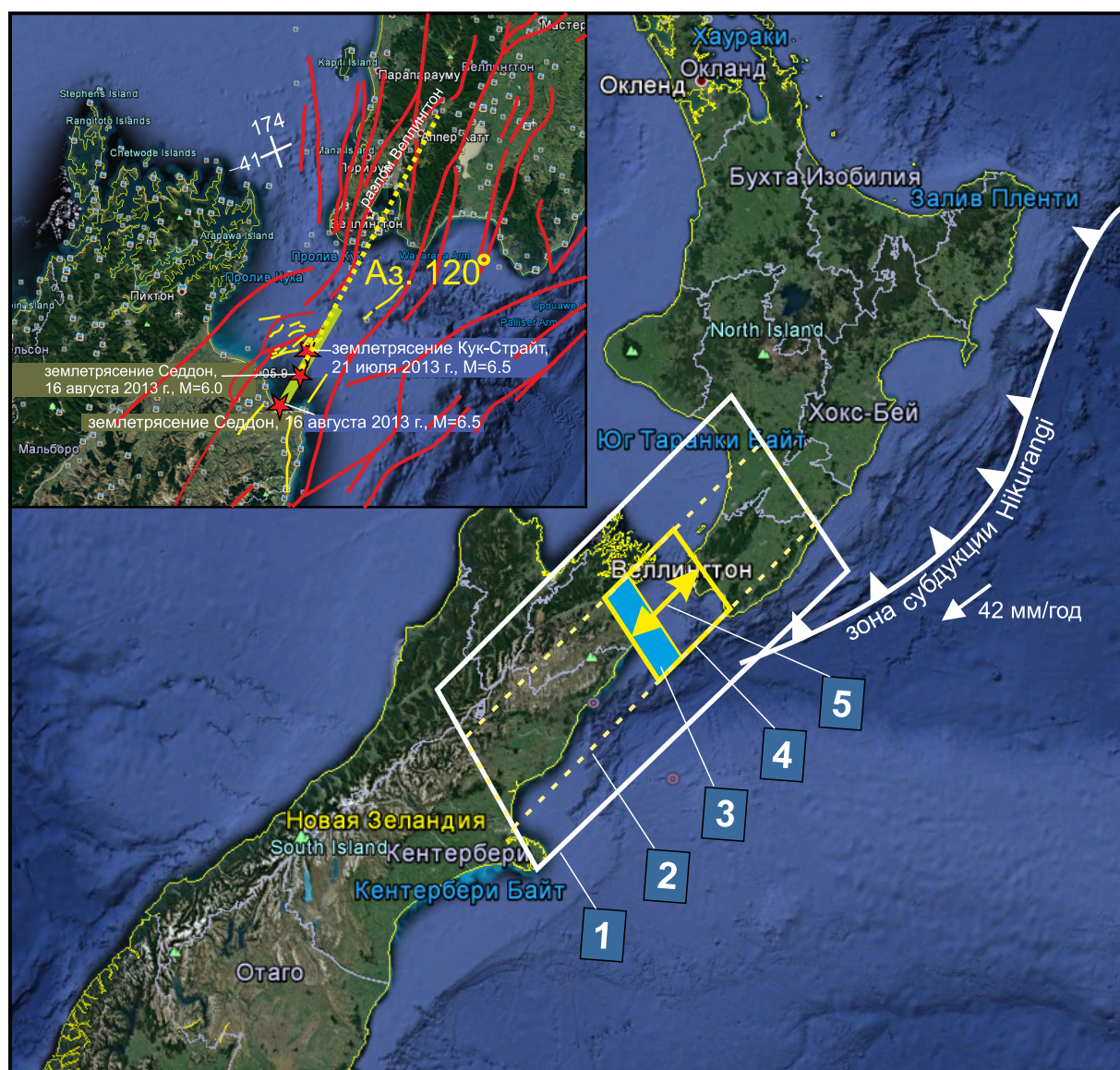


Рис. 8. Схема расположения зон проецирования для областей землетрясений Седдон 2013 г. 1 – зона проецирования, 2 – зона детализации, 3 – область очагов сильных землетрясений, 4 – зона прохождения миграции, 5 – направление миграции, совпадающее с простиранием выделенного после сильных землетрясений разлома. На врезке красными линиями показаны активные разломы. Зеленая линия отражает протяженность зоны миграции, желтым пунктиром отмечена ось симметрии зоны проецирования. Изображение из Google Earth.

Fig. 8. Scheme showing the locations of projection zones in the region of 2013 Seddon earthquakes. 1 – projection zone, 2 – detalization zone, 3 – area of strong earthquake foci, 4 – migration zone, 5 – migration direction coinciding with the strike of the fault detected after the strong earthquakes. In the inset, red lines show active faults. The green line reflects the extent of the migration zone; the yellow dashed line marks the axis of symmetry of the projection zone. Image is from Google Earth.

для которых разными исследователями проведено моделирование передачи упругого напряжения, отмечается, что распространение сейсмического процесса происходит в одном направлении с продвижением фронта напряжений. Места ограничения развития сейсмического процесса в пределах активной зоны зачастую связаны как в пространстве, так и во времени с развитием очагов сильных событий, что можно наблюдать для землетрясений Калифорнии – Лома-Приета, Кейп-Мендосино, Вит-

тер-Нероуз, Нортридж, Биг-Бэр, Ландерс, Турции – Эрзинджан и Новой Зеландии – Кук-Страйт 2013 г. Скорость миграции LgE_{sum} для зон сдвига варьируется в широких пределах: 10–350 км/год.

5.3. Миграции в зонах субдукции

Тектонические процессы зон субдукции являются в большей степени пластичными, чем в континентальных зонах разломов, из-за особых тем-

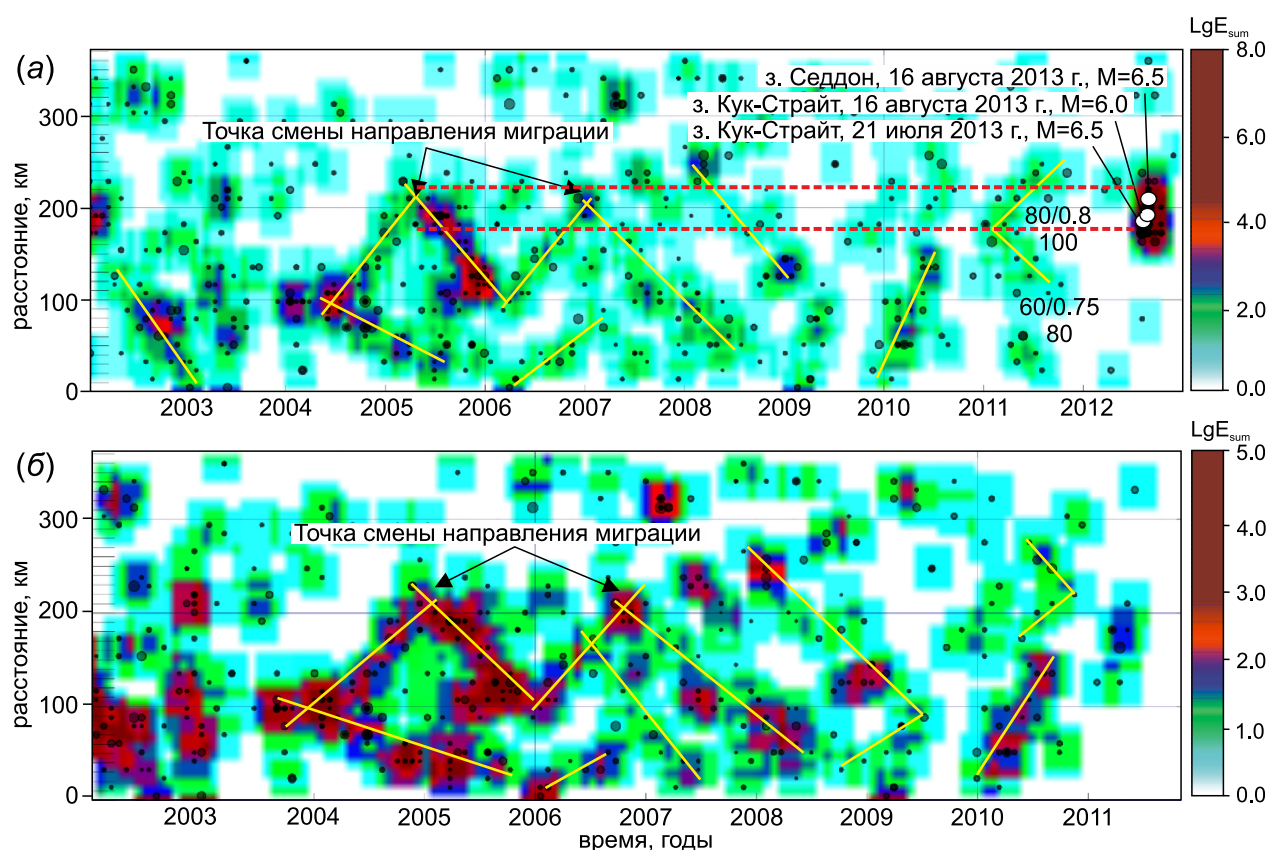


Рис. 9. Пространственно-временная диаграмма области землетрясений Седдон 2013 г. (центральная часть Новой Зеландии). Аз. 140°. Пунктиром проведены примерные границы областей очагов сильных землетрясений. (а) – 2002–2013 гг. ($2 \leq M \leq 7$); (б) – 2002–2011 гг. ($2 \leq M \leq 5$).

Fig. 9. Space-time diagram for the region of 2013 Seddon earthquakes (central New Zealand). Az. 140°. The dashed lines show the approximate boundaries of the areas with strong earthquake foci. (a) – 2002–2013 ($2 \leq M \leq 7$); (б) – 2002–2011 ($2 \leq M \leq 5$).

пературных и барических условий, а также наличия на контакте плит осадочной прослойки [Dobretsov *et al.*, 2015]. Вместе с тем тектонические процессы, происходящие в рассматриваемых зонах континентальных разломных зон и зон субдукции, различаются по своей природе, но сопровождаются проявлениями сейсмичности. При выявлении кинематических особенностей миграции сейсмической активности в зонах субдукции нами рассматривается ее горизонтальная составляющая, хотя нужно учесть, что определенное значение имеет вертикальная составляющая движения погружающейся плиты, из-за чего истинная скорость может быть намного выше, чем скорость горизонтальных движений в регионе.

В качестве примера на рис. 10, а, б, представлено пространственно-временное распределение суммарной энергии для фрагмента «Огненного кольца» (Филиппинская зона субдукции) (период 1974–2011 гг.). Линиями выделены явные миграции сильных землетрясений, а на рис. 10, в (период 2003–2004 гг.), – смещение суммарной энергии в

диапазоне магнитуд от двух до шести включительно. Такие линии не видны при визуализации землетрясений больших магнитуд. На диаграмме 10, б, можно иллюстрировать причинно-следственную связь сильных событий и афтершоков, являющихся форшоками последующих сильных землетрясений. Сейсмический процесс развивается по периодически повторяющемуся сценарию одностороннего смещения. Наклон цепочек соответствует скоростям от 100 до 600 км/год с преобладанием скоростей 150–300 км/год. Скорость горизонтальных движений в Филиппинской зоне поддвига составляет 7.5–9.0 см/год [Hall *et al.*, 1995].

Анализ совокупности данных о миграционных эпизодах в Филиппинской зоне субдукции, так же как и в зонах с другим кинематическим типом движений, показывает наличие сценариев полной и неполной миграции, а также однонаправленные цепочки с приблизительно параллельным наклоном линий регрессии LgE_{sum} в пределах отдельных сегментов. Таким образом, наклон цепочек может рассматриваться как скоростная характеристика рас-

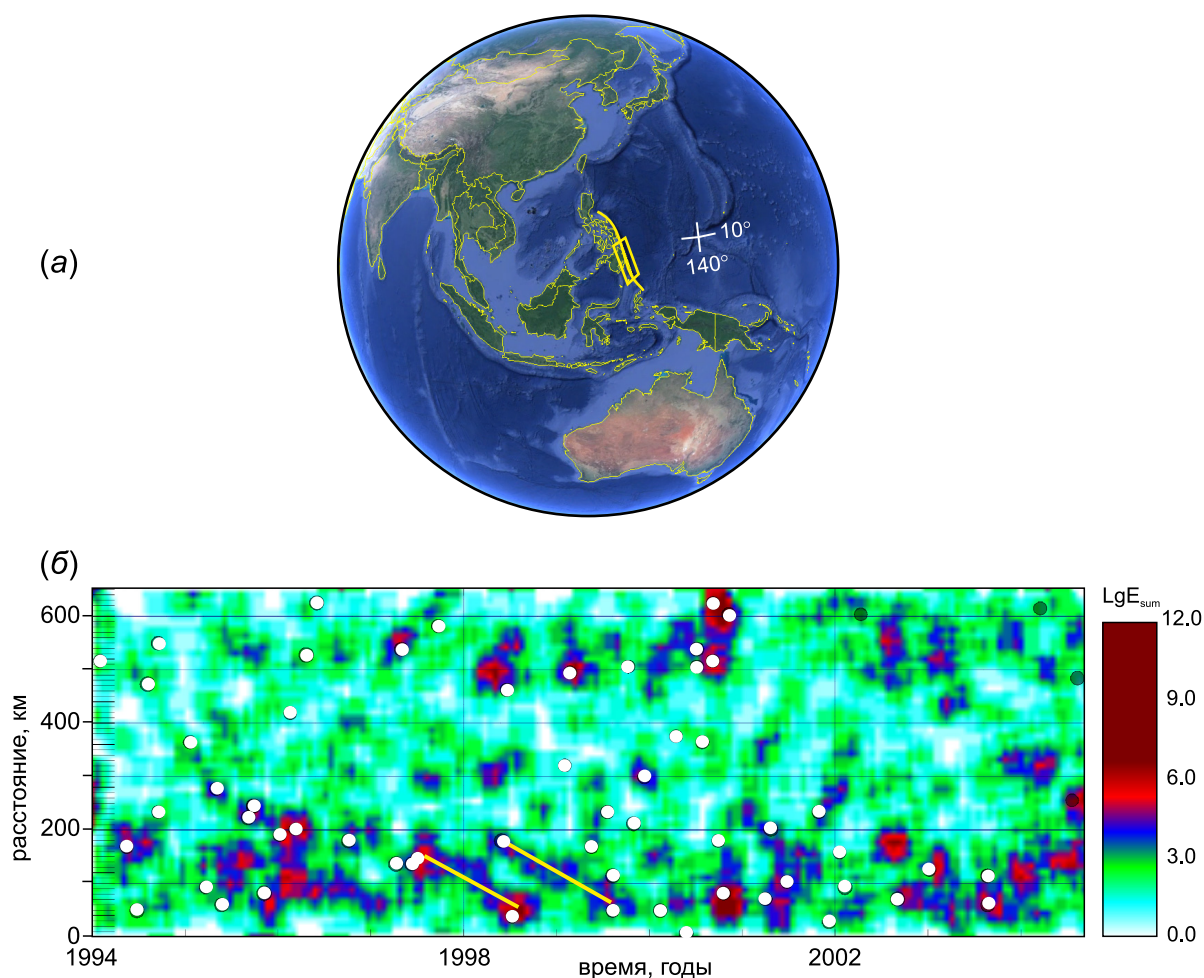


Рис. 10. Распределение сейсмической активности в Филиппинской зоне субдукции. (а) – область проецирования сейсмических данных (желтая линия); б – пространственно-временная диаграмма для области на рис. а.

Fig. 10. The pattern of seismic activity in the Philippine subduction zone. (а) – area of seismic data projection (yellow line); (б) – space-time diagram for the area shown in Fig. 10, а.

пространения сейсмического процесса для отдельных сейсмоактивных областей с разными типами кинематики разломных зон.

6. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Нами рассмотрены цепочки медленных миграций, отражающие тенденцию процесса фронтального смещения сейсмического процесса, включающие в себя эпизоды быстрых миграций.

Быстрые скорости миграций сейсмической активности, когда распространение форшоков и афтершоков происходит в пределах очага (и даже выходит за его пределы) в первые секунды, минуты, часы и сутки до сильного землетрясения, или в течение первых секунд, минут, часов и суток после него, можно объяснить хрупким взаимодействием отдельных блоков верхней и средней земной коры – передачей импульса от одного блока к другому

[King, 2007], как это наблюдается на примере серии землетрясений Ландерс-Гектор-Майн 28 июня 1992 г. (Калифорния) [Mallman, Mark, 2007].

Смещение сейсмической активности в течение лет и десятков лет принято связывать с передачей деформаций через пластичную среду в нижней коре и верхней мантии. В мировой литературе для описания этого процесса применяется термин «stress transfer» [Chéry et al., 2001; Pollitz et al., 2003; Freed, 2005; Lin, Stein, 2004; Rogers, Dragert, 2003]. Пространственно-временная привязка эпизодов миграций показывает приуроченность их к месту и времени максимальных напряжений.

Колебательный режим распространения LgE_{sum} можно отнести к общим свойствам миграций сейсмической активности, проявляющимся на разных этапах развития разломной зоны в определенных пространственных пределах, включающих области очагов сильных землетрясений. На долю миграций, участвующих в сценариях первой и второй модели

приходится 78 % цепочек от общего количества (105 цепочек). Больше количество меняющих направления цепочек зафиксировано в регионе БРС (69 %) и разлома Сан-Андреас (включая территории разлома Мендосино и Гектор-Майн) (85 %).

В случае расположения сильных событий на краях цепочек, что соответствует сценарию полной миграции в кинематической модели (см. рис. 1), можно наблюдать дальнейшее распространение разрыва по простирацию. В случае появления сильного события внутри цепочек по сценарию неполной миграции (см. рис. 1) происходит срастание отдельных автономных сегментов, маркирующихся в сейсмичности цепочками слабых и умеренных событий, в единый магистральный шов. Таким образом, визуализация пространственно-временной картины развития сейсмического процесса позволяет зафиксировать отражение развития разломных зон в сейсмичности, сопровождающееся последовательным перераспределением напряжений за счет механизма вязкоупругой передачи.

Смещение LgE_{sum} вдоль простираания разлома является наиболее распространенным сценарием, однако серии кластеров проходят и под углом к основному разломному структурам, как в последовательности землетрясений Виттер-Нероуз-Гектор-Майн. При этом сравнение диаграмм с одинаковым азимутом и разной шириной зон проецирования показывает, что яркость цепочек увеличивается с увеличением ширины зоны. Можно предположить, что сейсмичность проявляется в ослабленных зонах земной коры, где уже подготовлены условия для реализации сейсмических событий разной силы. Такими зонами могут являться зоны динамического влияния разломов, зоны сопряжения тектонических структур, области перемычек, где создаются высокие локальные напряжения за счет гетерогенности геологической среды [Kuksenko, Makhmudov, 2017], а также зоны высокого градиента напряжений между областями повышенных и пониженных напряжений (зоны метастабильного состояния) [Rebetsky, 2007]. Процесс накопления напряжений, приводящий к землетрясениям, складывается из нарастания напряжений за счет тектонической нагрузки (в том числе от движения литосферных плит) и передачи напряжений из соседних областей [Rogers, Dragert, 2003], например от сильного, умеренного события или от роя землетрясений, что иногда сопровождается миграцией кластеров толчков разной силы.

Распространяющийся фронт напряжений может как выступать триггером землетрясений, так и оказывать накопительный эффект. Кроме того, более высокая скорость движения тектонических плит способствует более быстрому накоплению напряжений. Это приводит к объединению разры-

вов в высоконапряженных или менее прочных областях сейсмоактивного региона, что повышает вероятность повторного землетрясения [Sobolev et al., 2016]. Зачастую цепочки миграций заканчиваются сильными событиями, которые происходят в областях, что пространственно связано с крайними частями активного разломного сегмента, зонами сочленения разломных структур или зонами изгиба разлома [Sherman, 2014]. На диаграммах видно, что процесс периодический, а пространство между очагами сильных землетрясений является «зоной перехода», по которой проходит прямая и обратная миграция, как до сильного (умеренного) события, так и после него. Зона перехода, скорее всего, является ослабленной частью земной коры, которая в процессе передачи напряжений маркируется проявлением сейсмичности в слабых и умеренных событиях в области с характерными размерами до 100 км и более (именно в пределах такой ширины зоны проецирования заметны расхождения в яркости цепочек участков одного простираания). Структурно «зоной перехода» может быть область повышенной (относительно вмещающего массива) трещиноватости с второстепенными сдвигами [Kocharyan et al., 2010].

Цепочки кластеров слабых землетрясений часто связаны с крипповыми сегментами разломов. В литературе часть из таких групп событий носит название «тремор». Предполагается, что причиной, стимулирующей тремор и определяющей вариации его амплитуды и активности по простираанию, является миграция флюидов из нижней коры и верхней мантии в крипповую часть разлома, как наиболее ослабленную зону [Becken et al., 2011] с наименьшим фильтрационным сопротивлением, когда флюид переходит из области большего давления в область меньшего [Rebetsky, 2007]. В случае, если процесс распространения фронта деформаций сопровождается латеральной и вертикальной миграцией флюидов, флюиды способствуют релаксации напряжений в зоне дробления, сопровождая процесс передачи напряжений от нижних пластичных слоев (и выступая триггером [Parotidis et al., 2003]), по которым происходит медленная передача деформаций, к верхним хрупким слоям земной коры, где наблюдается фронтальное распространение сейсмической активности. Точка смены направления миграции может также являться тектоническим экраном для флюидов, сопровождающих процесс распространения сейсмического процесса.

Сильные землетрясения располагаются в разных участках цепочек: в начале, конце и промежуточных звеньях. В сценариях со сменой направления, связанных с местами сильных землетрясений, задействовано 64 % от общего количества эпизо-

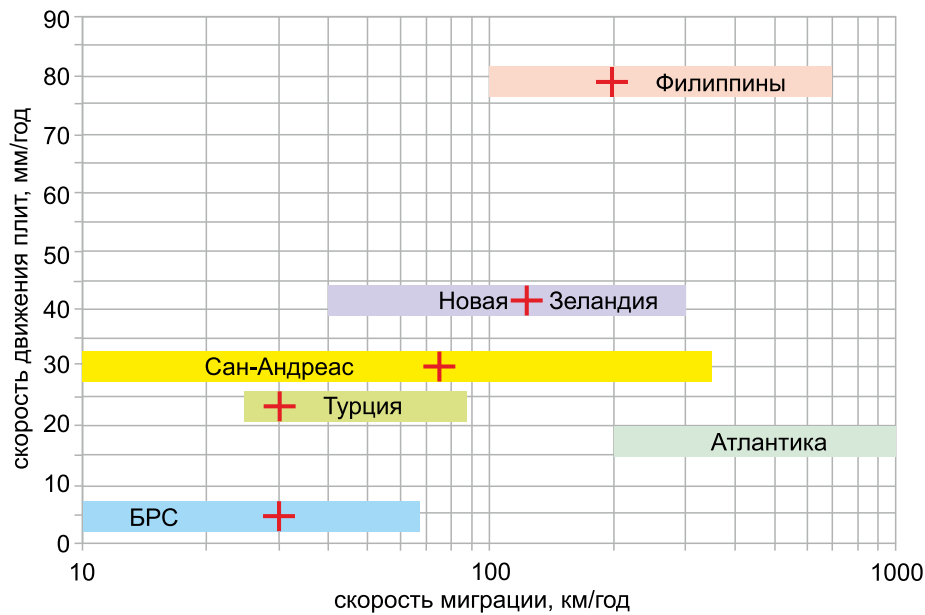


Рис. 11. Зависимость скорости миграций LgE_{sum} от скорости относительного движения плит. Полосками обозначены диапазоны, крестиками – модальные значения скоростей медленных миграций сейсмической активности.

Fig. 11. Dependence of migration rate LgE_{sum} on the velocity of plates relative movements. Bands – ranges; crosses – modal values of the rates of slow migrations of seismic activity.

дов, а 49 % зафиксировано перед умеренными и сильными землетрясениями (до 70 % в области, включающей разломные зоны Сан-Андреас, Мендосино и зону землетрясения Гектор-Майн). Разброс времени между сменой направления миграции и произошедшим землетрясением варьируется для разных зон. Для БРС преобладают характерные периоды 9–13 лет (60 % случаев), что, возможно, связано с 11-летним солнечным циклом Швабе и согласуется с гипотезой космогенных триггерных факторов. Промежуток времени 13 лет также наблюдается на Северо-Анатолийском разломе. Однако для зоны, включающей территории Сан-Андреас, Мендосино и Гектор-Майн, характерны временные промежутки меньшей продолжительности: 2–4 года (48 % случаев), а колебаний с периодом 9–13 лет не более 5 % от общего количества. Для сейсмического режима области Крайстчерч свойственны промежутки 6 и 8 лет, период колебаний миграционных цепочек в этой области 3 года. Стоит отметить, что землетрясение Крайстчерч 2016 г. произошло через 3 года после событий 2013 г. Для Срединно-Атлантического разлома и Филиппинской зоны субдукции периоды колебаний видимых миграций составляют 1–2 года. Промежутки времени между сменой направления миграции и сильными землетрясениями зачастую кратны периодам и полупериодам колебаний миграции, что позволяет наблюдать стационарность сейсмического процесса сейсмоактивных зон и делает возможной

экстраполяцию вероятных мест и времени будущих землетрясений.

Сопоставление полученных значений скоростей миграций и скоростей движений тектонических плит показало значительный разброс их соотношений. Так, в среднем скорости миграций в таких активных сегментах, как Сан-Андреас, Северо-Анатолийский разлом, разломы Кук-Страйт, превышают прибайкальские в разы и на первые порядки и в разы и на порядок ниже скоростей в Филиппинской зоне субдукции.

На рис. 11 показаны диапазоны скоростей медленных миграций суммарной сейсмической энергии, полученные на основе анализа пространственно-временных диаграмм. Количество цепочек выявленных миграций варьируется для разных зон. Больше количество характерно для Калифорнии и Новой Зеландии, меньшее – для Филиппин и Атлантики. Диапазоны скоростей перекрываются, но мода пропорциональна общему темпу развития геодинамических условий в регионе. Исключением является Атлантика, где скорость движения литосферных плит гораздо ниже, чем в Филиппинской зоне субдукции, а скорость распространения сейсмической энергии находится в тех же пределах и выше.

Аппроксимировать статистическую зависимость модальных значений скоростей миграций от максимальных скоростей в регионах нельзя с достаточной точностью ввиду малого количества иссле-

дованных регионов, но можно говорить о тенденции прямой пропорциональной зависимости.

Следует обратить особое внимание на самые распространенные диапазоны скоростей. Вне зависимости от кинематики разломных зон, в континентальных зонах выделяются наиболее часто встречающиеся значения: 25–30, 50–70, 100–140 км/год. Какой именно фактор оказывает преобладающее влияние на значения скоростей: скорость движения плит или реологические свойства литосферы – пока остается неясным. С одной стороны, более высокие скорости межплитного смещения способствуют скорейшему накоплению напряжений, с другой – повышение скорости движения плит на порядок не вызывает увеличения на такой же порядок скоростей миграций (за исключением океанических зон миграций). Это может говорить о том, что воздействие движущихся литосферных плит ограничивается способностью разломных зон реагировать на это воздействие, в частности возможностью пластичных слоев нижней коры и верхней мантии передавать напряжения, что, скорее всего, зависит от их реологических свойств. В зонах поддвига океанической литосферы большое количество землетрясений происходит на контакте плит, который представляет собой ослабленную зону с наличием воды и флюидов, выделяющихся в результате уплотнения и плавления океанических осадков. Эта зона, по-видимому, более подвержена влиянию межплитного движения, чем и объясняются другие соотношения скоростей движения плит и скоростей миграций (рис. 11)

Исходя из вышесказанного, сейсмические события участвуют в процессе быстрой и медленной миграции, возникающей в пределах ослабленной зоны вдоль распространения фронта напряжений. Распространение сейсмического процесса за пределы ослабленной зоны сдерживается влиянием разломов, являющихся границами консолидированных блоков. На таких границах в местах перемычек между разломами или их сегментами и происходит смена направления миграции, а в условиях критической тектонической нагрузки могут развиваться очаги сильных событий. Скорости миграций LgE_{sum} возрастают пропорционально скорости движения плит в регионе.

7. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В статье приведены примеры миграции LgE_{sum} , свойственные разным видам геодинамических условий: растяжению, сдвигу, субдукции. На основе обобщения анализа диаграмм суммарной сейсмической энергии по рассмотренным в статье регионам выделены общие закономерности этого про-

цесса, такие как периодичность, направленность, скорость распространения, и сделаны следующие выводы.

1. Совокупность миграций разных скоростей представляет собой единый сейсмический процесс, характеризующий разные модели передачи напряжений: упругую и упруговязкую. Медленная пространственно-временная миграция сейсмической активности проходит по сценариям полной и неполной миграции и характерна для всех рассмотренных тектонических обстановок.

2. Последовательное развитие сейсмического процесса происходит по ослабленным зонам вследствие распространения фронта аномальных напряжений, что отражает процессы эволюции и взаимодействия разломных зон. Миграции распространяются в области шириной до 100 км и более в одном направлении с фронтом деформаций.

3. Накоплению критических напряжений способствует тектоническая нагрузка движущихся плит, чему особенно подвержены зоны сочленения разломов. В местах перемычек между разломами или зацепах на разломах происходит перераспределение и передача напряжений в соседние области. Миграция сейсмической активности маркирует этот процесс в ослабленных зонах земной коры при возможном участии флюидов как триггера землетрясений и фактора релаксационного снятия напряжений. Перераспределение может происходить между разломами и не проявляться в миграциях, если зона перехода не является достаточно ослабленной для того, чтобы реагировать на изменения, проявляя умеренную и слабую сейсмическую активность.

4. Процесс миграций меняет вектор на противоположный (в 64 % случаев) на границах консолидированных сред при отсутствии сброса напряжений в этой области или неполного сброса после сильного события. Если на краях миграционных цепочек в период смены направления сильных землетрясений не происходит, то области смены следует рассматривать как наиболее вероятные зоны развития возможного будущего очага.

5. Разброс значений периодов между временем смены направления миграции и сильными (умеренными) событиями в одной точке варьируется в пределах 1–26 лет. Основные характерные диапазоны значений 2–4 года и 9–13 лет, возможно связанные с воздействиями внешних факторов, в том числе космогенных, в разных соотношениях присутствуют в сейсмическом процессе различных сейсмоактивных поясов.

6. Высокоскоростные движения плит способствуют более быстрому наращиванию тектонической нагрузки, поэтому прослеживается прямая статистическая связь средней скорости миграций и

скорости движения плит. Спектр скоростей миграций довольно широк, но в разных частях сейсмических поясов выделяются диапазоны наиболее распространенных скоростей, скорее всего определяемых скоростью тектонических движений и реологическими свойствами коры и верхней мантии.

8. БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность рецензентам С.И. Шерману и В.В. Ружичу за ценные советы и идеи дополнительных доработок, которые позволили улучшить содержательность статьи и выводы.

9. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Armijo R., Meyer B., Hubert A., Barka A., 1999. Westwards propagation of the North Anatolian fault into the Northern Aegean: timing and kinematics. *Geology* 27 (3), 267–270. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1999\)027<0267:WPOTNA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1999)027<0267:WPOTNA>2.3.CO;2).
- Becken M., Ritter O., Bedrosian P.A. Weckmann U., 2011. Correlation between deep fluids, tremor and creep along the central San Andreas fault. *Nature* 480 (7375), 87–90. <https://doi.org/10.1038/nature10609>.
- Borniyakov S.A., Panteleev I.A., Tarasova A.A., 2016. Discrete deformation wave dynamics in shear zones: physical modelling results. *Geodynamics & Tectonophysics* 7 (2), 289–302 (in Russian) [Борняков С.А., Пантелеев И.А., Тарасова А.А. Дискретно-волновая динамика деформаций в сдвиговой зоне: результаты физического моделирования // *Геодинамика и тектонофизика*. 2016. Т. 7. № 2. С. 289–302]. <https://doi.org/10.5800/GT-2016-7-2-0207>.
- Borniyakov S.A., Seminsky K.Zh., Buddo V.Yu., Miroshnichenko A.I., Cheremnykh A.V., Cheremnykh A.S., Tarasova A.A., 2014. Main regularities of faulting in lithosphere and their application (based on physical modelling results). *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (4), 823–861 (in Russian) [Борняков С.А., Семинский К.Ж., Буддо В.Ю., Мирошник А.И., Черемных А.В., Черемных А.С., Тарасова А.А. Основные закономерности разломообразования в литосфере и их прикладные следствия (по результатам физического моделирования) // *Геодинамика и тектонофизика*. 2014. Т. 5. № 4. С. 823–861]. <https://doi.org/10.5800/GT-2014-5-4-0159>.
- Bykov V.G., 2005. Strain waves in the Earth: theory, field data, and models. *Russian Geology and Geophysics* 46 (11), 1176–1190.
- Chapman K., 2013. Quake shifts Marlborough to the east. Stuff News Agency. Available from: <http://www.stuff.co.nz/national/8959295/Quake-shifts-Marlborough-to-the-east> (last accessed January 10, 2018).
- Cheloni D., Giuliani R., D'Agostino N., Mattone M., Bonano M., Fornaro G., Lanari R., Reale D., Atzori S., 2016. New insights into fault activation and stress transfer between en echelon thrusts: The 2012 Emilia, Northern Italy, earthquake sequence. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 121 (6), 4742–4766. <https://doi.org/10.1002/2016JB012823>.
- Chéry J., Merkel S., Bouissou S., 2001. A physical basis for time clustering of large earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America* 91 (6), 1685–1693. <https://doi.org/10.1785/0120000298>.
- Ding M., Lin J., 2014. Post-seismic viscoelastic deformation and stress transfer after the 1960 M9.5 Valdivia, Chile earthquake: effects on the 2010 M8.8 Maule, Chile earthquake. *Geophysical Journal International* 197 (2), 697–704. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu048>.
- Dobretsov N.L., Koulakov I.Y., Litasov K.D., Kukarina E.V., 2015. An integrate model of subduction: contributions from geology, experimental petrology, and seismic tomography. *Russian Geology and Geophysics* 56 (1–2), 13–38. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2015.01.002>.
- Dobrovolsky I.P., 2009. The Mathematical Theory of Preparation and Forecasting of Tectonic Earthquakes. Fizmatlit, Moscow, 240 p. (in Russian) [Добровольский И.П. Математическая теория подготовки и прогноза тектонического землетрясения. М.: Физматлит, 2009. 240 с.].
- Dolgaya A.A., Gerus A.I., Vikulin A.V., 2016a. Interpretation of migration of the geodynamic activity of the geomedium by the propagation of rotational waves in it. *Processes in GeoMedia* (8), 15–21 (in Russian) [Долгая А.А., Герус А.И., Викулин А.В. Интерпретация миграции геодинамической активности геосреды распространением в ней ротационных волн // *Процессы в геосредах*. 2016. № 8. С. 15–21].
- Dolgaya A.A., Vikulin A.V., Gerus A.I., 2016b. Researching the regularities of geodynamic activity by the methods of mathematical modelling. *Bulletin of Kamchatka State Technical University* (38), 6–15 (in Russian) [Долгая А.А., Викулин А.В., Герус А.И. Исследование закономерностей геодинамической активности методами математического моделирования // *Вестник Камчатского государственного технического университета*. 2016. № 38. С. 6–15]. <https://doi.org/10.17217/2079-0333-2016-38-6-15>.
- Dyadkov P.G., Nazarov L.A., Nazarova L.A., Mikheeva A.V., Kuznetsova Yu.M., 2006. Possible influence of the 2001 Northern Tibet and 2003 Hokkaido earthquakes on preparation of the 2003 Altai earthquake. *Fizicheskaya Mezhmekhanika (Physical Mesomechanics)* 9 (1), 67–72 (in Russian) [Дядьков П.Г., Назаров Л.А., Назарова Л.А., Михеева А.В., Кузнецова Ю.М. Возможное влияние землетрясений в Северном Тибете (2001 г.) и близ о. Хоккайдо (2003 г.) на процесс подготовки Алтайского землетрясения 2003 года // *Физическая мезомеханика*. 2006. Т. 9. № 1. С. 67–72].
- Freed A.M., 2005. Earthquake triggering by static, dynamic, and postseismic stress transfer. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 33, 335–367. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.33.092203.122505>.

- Gorbunova E.A., Sherman S.I., 2012. Slow deformation waves in the lithosphere: registration, parameters, and geodynamic analysis (Central Asia). *Russian Journal of Pacific Geology* 6 (1), 13–20. <https://doi.org/10.1134/S181971401201006X>.
- Grapes R.H., Holdgate G.R., 2014. Earthquake clustering and possible fault interactions across Cook Strait, New Zealand, during the 1848 and 1855 earthquakes. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 57 (3), 312–330. <https://doi.org/10.1080/00288306.2014.907579>.
- Hall R., Ali J.R., Anderson C.D., Baker S.J., 1995. Origin and motion history of the Philippine Sea plate. *Tectonophysics* 251 (1–4), 229–250. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(95\)00038-0](https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00038-0).
- Hamling I.J., D'Anastasio E., Wallace L.M., Ellis S., Motagh M., Samsonov S., Palmer N., Hreinsdóttir S., 2014. Crustal deformation and stress transfer during a propagating earthquake sequence: The 2013 Cook Strait sequence, central New Zealand. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 119 (7), 6080–6092. <https://doi.org/10.1002/2014JB011084>.
- Henstoc T.J., Levander A., 2000. Lithospheric evolution in the wake of the Mendocino triple junction: Structure of the San Andreas fault system at 2 Ma. *Geophysical Journal International* 140 (1), 233–247. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.2000.00010.x>.
- Kakourova A.A., Klyuchevskii A.V., 2017. Simulation base model of migration seismicity: fault zone. *Proceedings of Irkutsk State Technical University* 21 (6), 49–59 (in Russian) [Какоурова А.А., Ключевский А.В. Имитационная базовая модель мигрирующей сейсмичности: зона разлома // Вестник Иркутского государственного технического университета. 2017. Т. 21. № 6. С. 49–59]. <https://doi.org/10.21285/1814-3520-2017-6-49-59>.
- Kanamori H., 1977. The energy release in great earthquakes. *Journal of Geophysical Research* 82 (20), 2981–2987. <https://doi.org/10.1029/JB082i020p02981>.
- Kaneda H., Rockwell T.K., 2009. Triggered and primary surface ruptures along the Camp Rock Fault, Eastern California Shear Zone. *Bulletin of the Seismological Society of America* 99 (5), 2704–2720. <https://doi.org/10.1785/0120080310>.
- King G.C.P., 2007. Fault interaction, earthquake stress changes, and the evolution of seismicity. In: H. Kanamori (Ed.), *Treatise on Geophysics*, vol. 4, Earthquake Seismology. Elsevier, Amsterdam, p. 225–255. <https://doi.org/10.1016/B978-04452748-6.00069-9>.
- Klyuchevskii A.V., Dem'yanovich V.M., Klyuchevskaya A.A., 2015. Energy structure of seismicity at the southwestern flank of the Baikal rift system. *Doklady Earth Sciences* 464 (2), 1069–1074. <https://doi.org/10.1134/S1028334X15100141>.
- Kocharyan G.G., Kishkina S.B., Ostapchuk A.A., 2010. Seismic picture of a fault zone. What can be gained from the analysis of fine patterns of spatial distribution of weak earthquake centers? *Geodynamics & Tectonophysics* 1 (4), 419–440 (in Russian) [Кочарян Г.Г., Кишкина С.Б., Остапчук А.А. Сейсмический портрет разломной зоны. Что может дать анализ тонкой структуры пространственного расположения очагов слабых землетрясений? // Геодинамика и тектонофизика. 2010. Т. 1. № 4. С. 419–440]. <https://doi.org/10.5800/GT-2010-1-4-0027>.
- Kuksenko V.S., Makhmudov K.F., 2017. Fracture in heterogeneous materials: experimental and theoretical studies. *Russian Geology and Geophysics* 58 (6), 738–743. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2016.09.030>.
- Kuz'min Y.O., 2012. Deformation autowaves in fault zones. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 48 (1), 1–16. <https://doi.org/10.1134/S1069351312010089>.
- Levina E.A., Ruzhich V.V., 2010. Various scale migration of earthquakes as the manifestation of the initiated energy flow in case of the wave deformations of the Earth lithosphere. In: *Trigger effects in geosystems. Proceedings of the All-Russia Workshop–Meeting. GEOS, Moscow*, p. 71–78 (in Russian) [Левина Е.А., Ружич В.В. Разномасштабная миграция землетрясений как проявление инициированного энергопотока при волновых деформациях литосферы Земли // Триггерные эффекты в геосистемах: Материалы Всероссийского семинара-совещания. М.: ГЕОС, 2010. С. 71–78].
- Levina E.A., Ruzhich V.V., 2015. The seismicity migration study based on space-time diagrams. *Geodynamics & Tectonophysics* 6 (2), 225–244. <https://doi.org/10.5800/GT-2015-6-2-0178>.
- Lin J., Stein R.S., 2004. Stress triggering in thrust and subduction earthquakes and stress interaction between the southern San Andreas and nearby thrust and strike-slip faults. *Journal of Geophysical Research* 109 (B2), B02303. <https://doi.org/10.1029/2003JB002607>.
- Makarov P.V., Peryshkin A.Yu., 2016. Modeling of “slow movements” or inelastic deformation autowaves in ductile and brittle materials and media. *Fizicheskaya Mezomekhanika (Physical Mesomechanics)* 19 (2), 30–46 (in Russian) [Макаров П.В., Перышкин А.Ю. Моделирование «медленных движений» – автоволн неупругой деформации в пластичных и хрупких материалах и средах // Физическая мезомеханика. 2016. Т. 19. № 2. С. 30–46].
- Mallman E.P., Mark D.Z., 2007. Assessing elastic Coulomb stress transfer models using seismicity rates in southern California and southwestern Japan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 112 (B3), B03304. <https://doi.org/10.1029/2005JB004076>.
- Mantovani E., Viti M., Babbucci D., Albarello D., 2007. Nubia-Eurasia kinematics: An alternative interpretation from Mediterranean and North Atlantic evidence. *Annals of Geophysics* 50 (3), 341–366. <https://doi.org/10.4401/ag-3073>.
- Mel'nikova V.I., Gileva N.A., Aref'ev S.S., Bykova V.V., Masal'skii O.K., 2012. The 2008 Kultuk earthquake with Mw=6.3 in the south of Baikal: Spatial-temporal analysis of seismic activation. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 48 (7), 594–614. <https://doi.org/10.1134/S1069351312060031>.

- Murton B.J., Rona P.A., 2015. Carlsberg Ridge and Mid-Atlantic Ridge: Comparison of slow spreading centre analogues. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 121, 71–84. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2015.04.021>.
- National Earthquake Information Center, 2017. U.S. Geological Survey. On-line Bulletin. Available from: <http://earthquake.usgs.gov/data> (last accessed December 26, 2017).
- Nikonov A.A., 1975. Migration of strong earthquakes along major fault zones in Middle Asia. *Doklady AN SSSR* 225 (2), 306–309 (in Russian) [Никонов А.А. Миграция сильных землетрясений вдоль крупнейших зон разломов Средней Азии // Доклады АН СССР. 1975. Т. 225. № 2. С. 306–309].
- Novopashina A.V., 2014. Study results of Turkey seismic activity migration. *Bulletin of Irkutsk State Technical University* (11), 88–92 (in Russian) [Новопашина А.В. Результаты изучения миграции сейсмической активности Турции // Вестник Иркутского государственного технического университета. 2014. № 11. С. 88–92].
- Novopashina A.V., 2015. Spatial-temporal relationship between strong seismic events on the example of the series of 2010–2011 Christchurch earthquakes. In: *Geodynamic evolution of the lithosphere of the Central Asian mobile belt (from ocean to continent)*. Issue 13. IEC SB RAS, Irkutsk, p. 171–174 (in Russian) [Новопашина А.В. Пространственно-временная связь сильных сейсмических событий на примере серии землетрясений Крайстчерч 2010–2011 гг. // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 13. Иркутск: ИЭК СО РАН, 2015. С. 171–174].
- Novopashina A.V., 2016. Properties of slow migrations of seismic activity. In: *Modern geodynamics of Central Asia and hazardous natural processes: results on the quantitative basis*. Proceedings of the III All-Russia Conference and the II All-Russia Youth School on Modern Geodynamics (September 19–23, 2016, Irkutsk). IEC SB RAS, Irkutsk, p. 173–174 (in Russian) [Новопашина А.В. Свойства медленных миграций сейсмической активности // Современная геодинамика Центральной Азии и опасные природные процессы: результаты на количественной основе: Материалы III Всероссийского совещания и II Всероссийской молодежной школы по современной геодинамике (19–23 сентября 2016 г., г. Иркутск). Иркутск: ИЭК СО РАН, 2016. С. 173–174].
- Novopashina A.V., San'kov V.A., 2010. Velocities of slow migration of seismic activity in Cis-Baikal region. *Geodynamics & Tectonophysics* 1 (2), 197–203 (in Russian) [Новопашина А.В., Саньков В.А. Скорости медленных миграций сейсмической активности в Прибайкалье // Геодинамика и тектонофизика. 2010. Т. 1. № 2. С. 197–203]. <https://doi.org/10.5800/GT-2010-1-2-0015>.
- Novopashina A.V., San'kov V.A., 2015. Migration of seismic activity in strike-slip zones: A case study of the boundary between the North American and Pacific plates. *Russian Journal of Pacific Geology* 9 (2), 141–153. <https://doi.org/10.1134/S1819714015020050>.
- Novopashina A.V., San'kov V.A., Buddo V.Y., 2012. Space-time analysis of earthquake-generating structures in the Baikal Rift system. *Journal of Volcanology and Seismology* 6 (4), 259–267. <https://doi.org/10.1134/S0742046312040045>.
- Obara K., Hirose H., 2006. Non-volcanic deep low-frequency tremors accompanying slow slips in the southwest Japan subduction zone. *Tectonophysics* 417 (1–2), 33–51. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.04.013>.
- Parotidis M., Rothert E., Shapiro S.A., 2003. Pore-pressure diffusion: A possible triggering mechanism for the earthquake swarms 2000 in Vogtland/NW-Bohemia, central Europe. *Geophysical Research Letters* 30 (20), 2075. <https://doi.org/10.1029/2003GL018110>.
- Pollitz F., Vergnolle M., Calais E., 2003. Fault interaction and stress triggering of twentieth century earthquakes in Mongolia. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 108 (B10), 2503. <https://doi.org/10.1029/2002JB002375>.
- Rautian T.G., Khalturin V.I., Fujita K., Mackey K.G., Kendall A.D., 2007. Origins and methodology of the Russian energy K-class system and its relationship to magnitude scales. *Seismological Research Letters* 78 (6), 579–590. <https://doi.org/10.1785/gssrl.78.6.579>.
- Reasenber P.A., Simpson R.W., 1992. Response of regional seismicity to the static stress change produced by the Loma Prieta earthquake. *Science* 255 (5052), 1687–1690. <https://doi.org/10.1126/science.255.5052.1687>.
- Rebetsky Yu.L., 2007. Tectonic stresses and zones of earthquake triggering. *Fizicheskaya Mezomekhanika (Physical Mesomechanics)* 10 (1), 23–37 (in Russian) [Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и области триггерного механизма возникновения землетрясений // Физическая мезомеханика. 2007. Т. 10. № 1. С. 23–37].
- Richter E.F., 1958. *Elementary Seismology*. W.H. Freeman and Co., San Francisco, 768 p.
- Rogers G., Dragert H., 2003. Episodic tremor and slip on the Cascadia subduction zone: the chatter of silent slip. *Science* 300 (5627), 1942–1943. <https://doi.org/10.1126/science.1084783>.
- Ross S.S., Barka A.A., Dieterich J.H., 1997. Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering. *Geophysical Journal International* 128 (3), 594–604. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1997.tb05321.x>.
- Ruzhich V.V., Khromovskikh V.S., Peryazev V.A., 1989. Analysis of the global spatial-temporal migration of strong earthquake foci from geotectonic positions. In: O.V. Pavlov, Yu.B. Trzhtsin'sky (Eds.), *Engineering geodynamics and geological medium*. Nauka, Novosibirsk, p. 72–81 (in Russian) [Ружич В.В., Хромовских В.С., Перязев В.А. Анализ глобальной пространственно-временной миграции очагов сильных землетрясений с геотектонических позиций // Инженерная геодинамика и геологическая среда / Ред. О.В. Павлов, Ю.Б. Тржцинский. Новосибирск: Наука, 1989. С. 72–81].
- Ruzhich V.V., Kocharyan G.G., Levina E.A., 2016. Estimated geodynamic impact from zones of collision and subduction on the seismotectonic regime in the Baikal rift. *Geodynamics & Tectonophysics* 7 (3), 383–406 (in Russian) [Ружич В.В., Кочарян Г.Г., Левина Е.А. Оценка геодинамического влияния зон коллизии и субдукции на

- сейсмотектонический режим Байкальского рифта // *Геодинамика и тектонофизика*. 2016. Т. 7. № 3. С. 383–406]. <https://doi.org/10.5800/GT-2016-7-3-0214>.
- Rydelek P.A., Sacks I.S., 2001. Migration of large earthquakes along the San Jacinto fault; stress diffusion from the 1857 Fort Tejon earthquake. *Geophysical Research Letters* 28 (16), 3079–3082. <https://doi.org/10.1029/2001GL013005>.
- Sadovsky M.A., Pisarenko V.F., 1991. Seismic Process in Block Medium. Nauka, Moscow, 96 p. (in Russian) [Садовский М.А., Писаренко В.Ф. Сейсмический процесс в блоковой среде. М.: Наука, 1991. 96 с.].
- Sankov V.A., Lukhnev A.V., Miroshnichenko A.I., Dobrynina A.A., Ashurkov S.V., Byzov L.M., Dembelov M.G., Calais E., Déverchère J., 2014. Contemporary horizontal movements and seismicity of the South Baikal Basin (Baikal rift system). *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 50 (6), 785–794. <https://doi.org/10.1134/S106935131406007X>.
- Shelly D.R., 2010. Migrating tremors illuminate complex deformation beneath the seismogenic San Andreas fault. *Nature* 436 (7281), 648–652. <https://doi.org/10.1038/nature08755>.
- Sherman S.I., 2013. Deformation waves as a trigger mechanism of seismic activity in seismic zones of the continental lithosphere. *Geodynamics & Tectonophysics* 4 (2), 83–117 (in Russian) [Шерман С.И. Деформационные волны как триггерный механизм сейсмической активности в сейсмических зонах континентальной литосферы // *Геодинамика и тектонофизика*. 2013. Т. 4. № 2. С. 83–117]. <https://doi.org/10.5800/GT-2013-4-2-0093>.
- Sherman S.I., 2014. Seismic Process and the Forecast of Earthquakes: Tectonophysical Conception. Academic Publishing House “Geo”, Novosibirsk, 359 p. (in Russian) [Шерман С.И. Сейсмический процесс и прогноз землетрясений: тектонофизическая концепция. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2014. 359 с.].
- Sobolev G.A., Zakrzhevskaya N.A., Sobolev D.G., 2016. Triggering of repeated earthquakes. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 52 (2), 155–172. <https://doi.org/10.1134/S1069351316020117>.
- Stacy S., Gerstenberger M., Williams C., Rhoades D., Christophersen A., 2014. A new hybrid Coulomb/statistical model for forecasting aftershock rates. *Geophysical Journal International* 196 (2), 918–923. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt404>.
- Stein R.S., Barka A.A., Dieterich J.H., 1997. Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering. *Geophysical Journal International* 128 (3), 594–604. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1997.tb05321.x>.
- Stein R.S., Lin J., 2006. Seismic Constraints and Coulomb Stress Changes of a Blind Thrust Fault System, 2: Northridge, California. USGS Open-File Report 2006-1158, 17 p.
- Stirling M.W., McVerry G.H., Berryman K.R., 2002. A new seismic hazard model of New Zealand. *Bulletin of the Seismological Society of America* 92 (5), 1878–1903. <https://doi.org/10.1785/0120010156>.
- Taymaz T., Yilmaz Y., Dilek Y., 2007. The geodynamics of the Aegean and Anatolia: introduction. In: T. Taymaz, Y. Yilmaz and Y. Dilek (Eds.), *The Geodynamics of the Aegean and Anatolia*. Geological Society, London, Special Publications, vol. 291, p. 1–16. <https://doi.org/10.1144/SP291.1>.
- Trofimenko S.V., 2016. Tectonic model of seismicity for the northeastern segment of the Amur Plate in the Earth’s two-phased rotation. *Russian Journal of Pacific Geology* 10 (6), 427–434. <https://doi.org/10.1134/S1819714016060075>.
- Trofimenko S.V., Bykov V.G., Merkulova T.V., 2015. Seismicity migration in the zone of convergent interaction between the Amur plate and the Eurasian plate. *Journal of Volcanology and Seismology* 9 (3), 210–222. <https://doi.org/10.1134/S0742046315030069>.
- Trofimenko S.V., Bykov V.G., Merkulova T.V., 2017. Space-time model for migration of weak earthquakes along the northern boundary of the Amurian microplate. *Journal of Seismology* 21 (2), 277–286. <https://doi.org/10.1007/s10950-016-9600-x>.
- Ulomov V.I., 2008. Identification of potential foci and long-term forecasting of strong earthquakes in the North Caucasus. In: A.O. Gliko (Ed.), *Changes in environment and climate. Natural and associated technogenic catastrophes*. V. 1. Seismic processes and disasters. IPE RAS, Moscow, p. 127–146 (in Russian) [Уломов В.И. Выявление потенциальных очагов и долгосрочный прогноз сильных землетрясений на Северном Кавказе // Изменение окружающей среды и климата. Природные и связанные с ними техногенные катастрофы. Т. 1. Сейсмические процессы и катастрофы / Ред. А.О. Глико. М.: ИФЗ РАН, 2008. С. 127–146].
- Vikulin A.V., 2015. Geodynamics as wave dynamics of the medium composed of rotating blocks. *Geodynamics & Tectonophysics* 6 (3), 345–364. <https://doi.org/10.5800/GT-2015-6-3-0185>.
- Vikulin A.V., 2016. Rotational waves in block rotating media (on the example of geological medium). *Processes in GeoMedia* (7), 194–206 (in Russian) [Викулин А.В. Ротационные волны в блоковых вращающихся средах (на примере геологической среды) // *Процессы в геосредах*. 2016. № 7. С. 194–206].
- Vikulin A.V., Makhmudov K.F., Ivanchin A.G., Gerus A.I., Dolgaya A.A., 2016. On wave and rheidity properties of the Earth’s crust. *Physics of the Solid State* 58 (3), 561–571. <https://doi.org/10.1134/S1063783416030306>.
- Wallace L.M., Barnes P., Beavan J., Van Dissen R., Litchfield N., Mountjoy J., Langridge R., Lamarche G., Pondard N., 2012. The kinematics of a transition from subduction to strike-slip: An example from the central New Zealand plate boundary. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 117 (B2), B02405. <https://doi.org/10.1029/2011JB008640>.

Wallace R.E. (Ed.), 1990. The San Andreas Fault System, California. USGS Professional Paper 1515, 283 p.

Ziv A., 2006. On the role of multiple interactions in remote aftershock triggering: the Landers and the Hector Mine case studies. *Bulletin of the Seismological Society of America* 96 (1), 80–89. <https://doi.org/10.1785/0120050029>.



Анна Владимировна Новопашина, канд. геол.-мин. наук, н.с.

Институт земной коры СО РАН

664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

Тел.: +7(950)1405788; ✉ e-mail: anek_sanek@mail.ru; avn_crust@mail.ru

Anna V. Novopashina, Candidate of Geology and Mineralogy, Researcher

Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS

128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia

Tel.: +7(950)1405788; ✉ e-mail: anek_sanek@mail.ru; avn_crust@mail.ru



Владимир Анатольевич Саньков, канд. геол.-мин. наук, зав. лабораторией

Институт земной коры СО РАН

664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

Иркутский государственный университет, геологический факультет

664003, Иркутск, ул. Ленина, 3, Россия

Тел.: (3952)427903; e-mail: sankov@crust.irk.ru

Vladimir A. Sankov, Candidate of Geology and Mineralogy, Head of Laboratory

Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS

128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia

Irkutsk State University, Geological Faculty

3 Lenin street, Irkutsk 664003, Russia

Tel.: +7(3952)427903; e-mail: sankov@crust.irk.ru